

Tesis de Posgrado

La depresión del Noroeste argentino

Lichtenstein, Erich R.

1980

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Meteorológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Lichtenstein, Erich R.. (1980). La depresión del Noroeste argentino. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1649_Lichtenstein.pdf

Cita tipo Chicago:

Lichtenstein, Erich R.. "La depresión del Noroeste argentino". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1980.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1649_Lichtenstein.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES


NORA TELESCA
Dpto. de Alumnos

Pase al Jurado designado, a fin de que se sirva considerar el presente Trabajo de Tesis.

Lic. EDGARDO R. GARCIA PULO
SECRETARIO ACADEMICO ADJUNTO

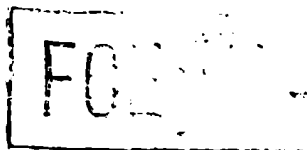
En el día de la fecha el Jurado designado
procedió a considerar la presente Tesis, resolviendo acep-
tarla

K. Wölcken.

R. H. Lindholm

Off. Alexander

TESIS
1649
ej. 3



LA DEPRESION DEL NOROESTE ARGENTINO

Tesis Doctoral

Erich R. Lichtenstein

1649

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
Departamento de Meteorología
1980

1649
ej. 3

RESUMEN

La depresión del Noroeste Argentino llama la atención a los meteorólogos sinópticos por su frecuente aparición y su vinculación con otros fenómenos meteorológicos que se desarrollan sobre una vasta área al este de la misma.

Situada al este de la Cordillera de los Andes cerca de 30 grados de latitud sur, debe su existencia a un exceso de temperatura en la tropósfera inferior y no se halla superpuesta por una circulación anticiclónica.

La depresión es de naturaleza intermitente y su profundidad depende de la situación sinóptica, su máximo desarrollo se observa en presencia de masas de aire tropical poco antes de pasar una vaguada de onda corta de los oestes.

El factor más importante en el mecanismo de su formación y sustentación lo constituye la advección horizontal de aire cálido, provocada en forma indirecta por la Cordillera de los Andes al impedir la circulación zonal en las capas más bajas.

Otro factor importante resulta ser la mayor entrega de calor sobre el continente sudamericano comparado con los océanos circundantes durante la primavera y el verano.

Juegan un rol secundario el efecto Zonda y el del cambio de orientación de la Cordillera en 18 grados sur.

Asociado a la advección de aire cálido se halla el desarrollo de hidrometeoros en el centro y norte de la Argentina por lo que puede usarse la intensidad de la depresión del Noroeste Argentino como parámetro predictor.

La intensidad de la depresión del Noroeste Argentino no está relacionada con la ciclogénesis sobre el Litoral Fluvial Argentino.

ABSTRACT

Synoptic meteorologists observe the frequent appearance of a low pressure area over northwestern Argentina and its relationship with other meteorological phenomena that occur over a vast area to the east of its location.

Situated to the east of the Cordillera de los Andes near 30 degrees south, owes its existence to an excess of temperature in the lower troposphere and is not surmounted by an anticyclonic circulation at higher elevations.

The depression is of intermittent nature and its intensity depends on the synoptic situation, its maximum development occurs with tropical air-masses shortly before the passage of a short-wave trough in the westerlies.

The most important factor of the mechanism of formation and maintenance is the horizontal warm air advection, indirectly caused by the Cordillera de los Andes which is a brake to the zonal circulation in the lowermost layers at that latitudes.

Another important factor is the heating of the continental area, at that latitudes; which in spring and summer is stronger than that of the surrounding oceans.

It is found, that the foehn-effect and the effect of the change of orientation of the Cordillera at 18 degrees south play only secondary roles.

The development of hidrometeors over central and northern Argentina is associated to the advection of warm air masses, which makes it possible to use the intensity of the low of northwestern Argentina as a prognostic parameter.

No relationship between the intensity of the northwestern low and cyclogenesis to the east has been found.

I N D I C E

Introducción

Capítulo I Estructura de la Depresión del Noroeste Argentino.

1. Campos medios.
 - 1.1 Campo de superficie.
 - 1.2 Campo de altura.
2. La Depresión del 8 de setiembre de 1977.
 - 2.1 Introducción.
 - 2.2 La situación sinóptica.
 - 2.3 Análisis de los cortes verticales.
 - 2.4 Análisis del campo de movimiento.
3. Conclusiones del Capítulo I.

Capítulo II Mecanismo de la Depresión del Noroeste Argentino.

1. Introducción.
2. Comportamiento medio de la DNOA.
 - 2.1 Estudio del efecto de radiación.
 - 2.2 Consideraciones sobre el efecto orográfico.
 - 2.3 Estimación del efecto de la advección horizontal.
3. Comportamiento diario de la DNOA.
 - 3.1 Introducción.
 - 3.2 Radiación.
 - 3.3 Reconsideración del efecto orográfico.
 - 3.3.1 Efecto Zonda.

- 3.3.2 Efecto de la deformación de los filetes de vorticidad.
- 3.3.3 Efecto del cambio de orientación de la Cordillera de los Andes.
- 3.4 El efecto de la advección sobre la marcha diaria de la DNOA.
- 3.5 La DNOA en relación con la situación sinóptica.
 - 3.5.1 Introducción.
 - 3.5.2 La DNOA en relación a las masas de aire al este de la Cordillera.
 - 3.5.3 La DNOA en relación al tren de ondas en los oestes.
 - 3.5.4 La DNOA en relación a los movimientos verticales.
- 4. La DNOA y la Cordillera de los Andes.
 - 4.1 El ciclo de vida de la DNOA.
 - 4.2 Reconsideración de la marcha media anual de la DNOA.
 - 4.3 Causa de la preferente advección del aire caliente al este de la Cordillera.
- 5. Conclusiones del Capítulo II.

Capítulo III Relación entre la Depresión del Noroeste Argentino y fenómenos del tiempo.

- 1. Introducción.
- 2. Consideraciones sobre el régimen de precipitaciones en el Noroeste Argentino.
- 3. La DNOA y el desarrollo del tiempo.
 - 3.1 Precipitación en el ámbito de la DNOA.
 - 3.2 Fenómenos en el área de las provincias centrales y del litoral Fluvial Argentino.
 - 3.2.1 Frentes.

- 3.2.2 Precipitaciones.
- 3.2.3 Tormentas.
- 3.2.4 Líneas de Inestabilidad.
- 3.2.5 Tormentas severas.
- 3.2.6 Ciclogénesis.
- 3.3 La DNOA y las precipitaciones en la Capital Federal.
- 4. Conclusiones del Capítulo III.

<u>Anexo I</u>	Intensidad de la Depresión del Noroeste Argentino.
<u>Anexo II</u>	Efecto de la transferencia de calor por radiación.
<u>Anexo III</u>	Cálculos auxiliares sobre el efecto del movimiento vertical.
<u>Anexo IV</u>	Componente zonal del movimiento en el ámbito de la DNOA.
<u>Anexo V</u>	Advección geostrófica de la temperatura media.
<u>Anexo VI</u>	Efecto de la deformación de los filetes de vorticidad.
<u>Anexo VII</u>	Efecto del cambio de orientación de la falda oriental de la Cordillera de los Andes.
<u>Anexo VIII</u>	Efecto de la advección.
<u>Apéndice I</u>	Lista de estaciones meteorológicas.
<u>Apéndice II</u>	Lista de símbolos.
<u>Referencias</u>	

INTRODUCCION

En el análisis de la situación sinóptica en la región sudamericana se observa con frecuencia un sistema de baja presión en el noroeste de la Argentina.

Se sitúa al este de la Cordillera de los Andes, desde una posición al pie de la Cordillera hasta una distancia de unos 300 Km al este; su ubicación meridional fluctúa desde la llanura oriental de Bolivia hasta la provincia de Chubut, pero con gran preferencia su centro se halla sobre el noroeste de La Rioja y el sudoeste de Catamarca, cerca de 29° S y 66° W.

Su profundidad es variable, tal es así que su aparición es intermitente, su presión central ha llegado a casi 980 mb en algunas oportunidades.

Ha sido ampliamente reconocida la vinculación de su aparición y profundización con otros fenómenos meteorológicos, como ser el viento Zonda en la región de Cuyo, áreas de precipitación, líneas de inestabilidad y ciclogénesis sobre el litoral fluvial argentino o más al este, por lo que se considera de interés para la Meteorología Sinóptica, realizar un análisis de su naturaleza y su comportamiento.

En el presente estudio se contempla esta depresión bajo tres distintos aspectos:

- (i) su estructura tridimensional;
- (ii) las causas de su formación; y
- (iii) su vinculación con otros fenómenos en su radio de influencia.

El Capítulo I está destinado al primer tema; se presentan allí aspectos climatológicos y se analiza la depresión del 8 de setiembre de 1977.

El Capítulo II se dedica a las causas de su aparición, tratando de cuantificar la importancia relativa de cada una a través de relaciones estadísticas correspondientes a los datos de superficie y altura del año 1967.

El Capítulo III se dedica a distintas relaciones entre la intensidad de la depresión y otros fenómenos que interesan al predictor meteorológico.

Por las consideraciones que se hacen más adelante, es conveniente definir un parámetro que cuantifique la intensidad de la Depresión del Noroeste Argentino (DNOA).

De acuerdo con (19) puede definirse la "intensidad" de un sistema de presión como la diferencia entre la presión media en sus alrededores (periferia) y la presión en su centro.

Se define aquí como intensidad de la DNOA la siguiente magnitud:

$$I = \frac{1}{2} \left[\frac{1}{2} (P_A + P_V) + P_P \right] - P_L \quad [1]$$

donde P_A^* , P_V , P_P y P_L son las presiones reducidas al nivel medio del mar en Antofagasta^{**}, Valparaíso, Paso de los Libres y La Rioja, respectivamente.

En el Anexo I se dan los detalles de esta definición.

Con la definición [1] adoptada se toma en cuenta el perfil zonal de la presión, resultando I como una perturbación de la presión en el sentido zonal, lo que ofrece algunas perspectivas para incluir efectos de la Cordillera en el presente estudio.

* Nota : En el Apéndice I se da una lista completa de símbolos usados en este trabajo.

** Nota : En el Apéndice II se da una lista completa de las estaciones meteorológicas mencionadas, con los datos de posición geográfica y altura sobre el nivel del mar.

C A P I T U L O I

ESTRUCTURA DE LA DEPRESION DEL NOROESTE ARGENTINO

1. Campos Medios

1.1 Campo de superficie

En la Fig. 1 se presenta el campo de presión media anual, reducida al nivel medio del mar, de acuerdo con (2).

Puede observarse allí, que el cinturón de alta presión -una característica de las latitudes subtropicales- se halla disminuído en su intensidad sobre la región continental, tal que puede distinguirse claramente la cuña oriental del anticiclón subtropical del Pacífico, así como la occidental del Atlántico.

La isobara de 1012 mb muestra una zona de baja presión, cuyo centro se halla más al norte del área de alcance del mapa, con un segundo centro de 1010 mb aproximadamente en 29°S y 66°W. Este último es el centro del que se ocupa este trabajo y que se llamará "Depresión del Noroeste Argentino" (DNOA) (34).

La presión media de enero (Fig. 2) muestra la misma depresión más profunda (1005 mb), se ve un aumento del contraste de presión al traspaso de la Cordillera, sin que haya habido un incremento visible del gradiente de presión al este; en cambio en julio (Fig. 3) su presión central alcanza un máximo (1014 mb) con una gran disminución del contraste de presión a través de la Cordillera de los Andes.

En la Tabla 1 se dan los valores medios mensuales de las estaciones que intervienen en [1] y de 1.

Puede verse que la marcha anual de la presión es similar en todas las estaciones con un máximo en invierno (julio - agosto) y un mínimo en verano (enero - febrero), siendo la amplitud anual mayor al este de la Cordillera y máxima en La Rioja con 9.9 mb.

Tabla 1
Marcha anual de la DNOA

	Enc	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	I
Antofagasta	13.0	13.0	13.2	14.1	15.2	16.2	16.3	16.5	16.2	15.7	15.0	14.0	1
Valparaíso	13.7	14.1	14.3	15.4	16.5	17.6	18.1	18.5	18.2	17.1	16.0	14.5	1
Paso de los Libres	09.5	09.6	12.0	14.4	15.9	16.8	17.7	16.6	15.7	14.1	11.6	10.1	1
La Rioja	05.3	07.1	08.7	11.8	13.1	14.6	15.2	14.5	12.5	10.2	07.3	05.3	1
I	6.1	4.5	4.2	2.8	2.8	2.2	2.2	2.6	4.0	5.0	6.2	6.9	4
Δp_c	8.0	6.4	5.0	3.0	2.8	2.3	2.0	3.0	4.7	6.2	8.2	9.0	5
C	66	72	60	53	49	52	45	58	59	62	66	65	6

Presiones en mb. Todas las presiones son mayores a 1000 mb, por razones de espacio no se presentan los primeros dos dígitos. I y Δp_c en mb, C en %.

La intensidad media anual de la DNOA es de 4.1 mb, correspondiendo el máximo al mes de diciembre con 6.9 mb, en cambio la mínima intensidad se observa en los meses junio y julio con 2.2 mb.

En la fila Δp_c se han consignado los valores de la diferencia de presión a través de la Cordillera de los Andes, esto es el promedio de presión Antofagasta - Valparaíso menos La Rioja y en la fila C el porcentaje de contribución de esta diferencia a I, v.gr.:

$$C = \frac{\frac{1}{2} \left[\frac{1}{2} (p_h + p_v) - p_l \right]}{I} \times 100\% \quad [2]$$

En el promedio anual esta diferencia contribuye con un 62% y se nota un mayor aporte en verano, siendo cerca del 50% en invierno.

En (23) se ha calculado la variación interdiurna δp de la presión reducida al nivel medio del mar en el intervalo de 24 horas a las 12 TMG para un gran número de estaciones.

En la Fig. 4 se ha reproducido el campo de la variabilidad interdiurna de la presión $\sqrt{\delta p^2}$.

Puede verse que los valores superan en la región de interés a aquellos de 1, en consecuencia la DNOA es un fenómeno intermitente, sometido a pulsaciones, pudiendo desaparecer aún en verano.

Cuando la presión de La Rioja supera a la de sus alrededores, $I < 0$, y la DNOA no existe y es reemplazada por una circulación anticiclónica. En el año 1967 esto ocurrió en 97 días (26% de los días del año), con preferencia en invierno, y con un período máximo de 7 días consecutivos.

1.2 Campo de Altura

En las Figs. 5, 6, 7, 8 y 9 se representan los campos medios del geopotencial de 850, 700, 500 y 200 mb y de espesor 500/1000 mb respectivamente, correspondientes al mes de enero y en las Figs. 10, 11, 12, 13 y 14 los correspondientes al mes de julio.

Estos mapas han sido analizados a partir de los promedios de series de datos en períodos algo inhomogéneos, que han sido calculados en el Servicio Meteorológico Nacional para la futura edición del Atlas de Altura correspondiente a (17).

La inspección de estos mapas medios permite establecer:

- (i) En altura, la DNOA se abre hacia el sur en forma de vaguada, en 700 mb en verano y ya en 850 mb en invierno;
- (ii) Todo rastro de la DNOA desaparece en 500 mb;
- (iii) En verano la DNOA está situada en el margen ecuatorial de campo baroclínico de las latitudes medias y en invierno está situada dentro del mismo;
- (iv) A la latitud de la DNOA y a la altura de la cresta de la Cordillera de los Andes estimada en 5000 m, el flujo geostrófico es del oeste durante todo el año, siendo considerablemente más intenso en invierno;
- (v) En verano, la atmósfera entre 500 y 1000 mb extiende una pronunciada lengua cálida hacia la posición de la DNOA, en invierno sólo quedan vestigios de aquella y
- (vi) La comparación de los mapas de 500 con los de 200 mb permite ver que la tropósfera superior (espesor 200/ 500 mb, no reproducido) es levemente más fría sobre la DNOA que más hacia el este sobre el continente y a la misma latitud.

De lo antedicho se desprende que en promedio la DNOA es una depresión caliente, cuya intensidad disminuye con la altura, para desaparecer cerca de 500 mb, quizás a una altura de 5000 m sobre el nivel del mar, es decir aproximadamente a la altura de la cresta de la Cordillera (22).

La circulación levemente anticiclónica, discernible en verano en los niveles de 500 y 200 mb se concentra mucho más al norte, y se centra cerca del Ecuador en la región andina, según (20) en el noroeste del Continente debido a la acción térmica de la parte ecuatorial de Sudamérica y la gran liberación de calor latente *.

La forma de las cartas de espesor, así como las de 850 y 700 mb, parecen indicar que la DNOA no encuadra bien en la definición de "depresión térmica", cuya existencia se debe tan sólo a un exceso en el balance de calor respecto de las regiones circundantes. Se hace evidente la presencia de otros factores, entre los cuales podría tener un rol importante la Cordillera de los Andes. Por esta razón se prefiere no llamarla "térmica" (34), sino simplemente "depresión", entendiendo que el exceso de temperatura que se observa en ella puede ser debido a varios factores, que se analizarán más adelante.

2. La Depresión del 8 de setiembre de 1977.

2.1 Introducción

Con el objeto de analizar más en detalle la estructura tridimensional de la DNOA se ha seleccionado un ejemplo tratando que sea un caso lo más estacionario posible**, teniendo en cuenta la disponibilidad de datos. Se estima que la situación del 8 de setiembre de 1977 presenta muchos rasgos característicos de la DNOA, por lo que se puede considerar en caso "normal"; su intensidad $I = 12$ es relativamente fuerte, lo que permite disminuir la influencia de errores observacionales. Su asimetría es típica en el sentido de que la diferencia de presión a través de la Cordillera contribuye con un 62%.

* Nota : En las imágenes tomadas por los satélites meteorológicos con frecuencia se observan largas estrías de cirrus curvadas anticiclónicamente en verano, que ingresan al continente desde el Océano Pacífico entre 15 y 25°S. Estas configuraciones, en un todo concordantes con (20) no muestran ninguna reacción en la región de la DNOA.

** Nota: La depresión aquí analizada ha comenzado dos días antes, profundizándose sólo en forma gradual.

2.2 La Situación Sinóptica

En las Figs. 15, 16, 17, 18 y 19 se ha representado el análisis de superficie, de 850, 700 y 500 mb y del espesor 500/1000 mb respectivamente, correspondiente a las 12 TMG.

El flujo en 500 mb se caracteriza por una amplia corriente zonal, perturbada por un tren de ondas cortas, distinguiéndose una vaguada en 78°W y una cuña en 61°W, configuraciones aparentemente orientadas nornor-oeste-sudsudeste.

En el emplazamiento de la depresión de 1001 mb (29°S, 66°W), el flujo en 500 mb es del WNW estimado en unos 10 ms⁻¹. La máxima intensidad de esta corriente se halla bien al sud de la DNOA; en niveles superiores probablemente una corriente en chorro cruza el continente entre Bahía Blanca y Neuquén, asociada al sistema frontal que se ha dibujado en superficie y en 850 mb.

El mapa de espesor muestra correspondientemente, una fuerte concentración de baroclinicidad, cuya margen septentrional coincide con la DNOA; al norte de la misma se encuentra un núcleo caliente cerrado con centro en la provincia de Salta *.

Sobre el sistema frontal se ubica una depresión migratoria al este de Comodoro Rivadavia, tras la cual avanza el aire frío hacia el norte; en la región de interés (La Pampa, San Luis, Mendoza) este movimiento es lento, estimado en unos 8 ms⁻¹.

En superficie existe una amplia corriente del norte que se ha desarrollado entre la cuña anticiclónica ubicada en 25°S en el Atlántico y la DNOA por un lado y la depresión migratoria por el otro. Esta corriente gira progresivamente más al oeste con la altura denotando una advección de aire cálido, visible en forma directa en el mapa de 850 mb. Esta advección se centra al este de los 65°W y al sur de 30°S, con un valor geoestrófico estimado en + 7°C por día para la temperatura media entre 1000y 500 mb.

El mapa de 850 mb permite también apreciar un aporte de vapor de agua desde el norte, aunque en forma más leve.

Como en el caso de los mapas medios, la DNOA tiene forma alargada N-S en superficie, apenas justificando una línea cerrada en 850 mb y abriéndose en forma de vaguada hacia el sur en 700 mb.

* Nota : Como ya se ha visto para el promedio de enero, el Centro de la DNOA se halla sobre el borde austral del máximo espesor, debido a la creciente pendiente hacia el sur de la superficie de 500 mb (Fig. 18).

2.3 Análisis de Cortes Verticales.

Con los radiosondeos de Quintero, Mendoza, Córdoba y Resistencia graficados en las Figs. 20, 21, 22 y 23 respectivamente, se han construido cortes verticales, cuya traza aparece en la Fig. 15 de α a β .

En las Figs. 24, 25 y 26 se hallan representados los análisis de la temperatura potencial, la relación de mezcla y la temperatura potencial equivalente.

La escala vertical se halla exagerada unas 133 veces respecto de la horizontal y se ha tratado de incluir el relieve. Se le han asignado alturas aproximadas a las superficies isobáricas, sin intentar de representar la inclinación de estas últimas respecto de las superficies de nivel, no siendo objeto de este estudio.

Como se verá, la orientación del corte vertical es de sudoeste a noreste, apartándose apreciablemente de la dirección zonal. Es así visible en la Fig. 24 un aumento general de la temperatura en 500 mb yendo de sudoeste a noreste. Hacia el sudoeste se hace visible el campo baroclínico del frente, que posiblemente se halla presente en Quintero desde superficie hasta una altura de 1000 m.

En la Fig. 24 se ha incluido la observación del viento, para ayudar en las consideraciones que siguen, y se ha representado la observación de Cristo Redentor a 3880 m de altura, situado sobre un paso en la Cordillera.

Se estima que la temperatura y el punto de rocío en Cristo Redentor son representativos, ya que a la hora de la observación soplaba un viento de 25 nudos.

El contraste de temperatura entre Quintero y Mendoza alcanza 16°C (17°C en temperatura potencial) a los 1500 m de altura (850 mb), diferencia que disminuye a mayor elevación, hasta desaparecer en el nivel de 400 mb.

En Mendoza, por encima de una fuerte inversión, que comienza en superficie, se tiene un gradiente casi adiabático desde 850 hasta 500 mb, característica típica de las situaciones orográficas de sotavento (16). El gradiente adiabático en tan profunda capa, muestra estiramiento vertical y convergencia horizontal, por encima de la inversión orográfica. Esta se eleva hacia el este, es también visible en Córdoba y Resistencia, adquiriendo progresivamente las características de una inversión de subsidencia, con fuerte disminución de humedad a través de ella (Fig. 25) y progresiva estabilización del aire superior.

En 850 mb, la temperatura en Mendoza supera a las de Córdoba y Resistencia en unos 5°C, y en este caso la DNOA se debe en gran parte a

un exceso de temperatura concentrado entre 850 y 500 mb. El pequeño resto es atribuible a la configuración ciclónica en la tropósfera superior (ver Fig. 18).

La DNOA es en este caso una baja caliente, queda por ver de donde proviene el exceso de temperatura.

Los tres factores que se consideran aquí son la radiación, la subsidencia forzada al este de la Cordillera y la advección.

(i) Radiación

El radiosondeo de Mendoza muestra que la temperatura máxima del día precedente debería haber alcanzado 33°C para dar una explicación de calentamiento radiativo de la temperatura que se observa en 800 mb. La máxima del día anterior fue de 24°C y en La Rioja de 28°C. Esto excluye a la radiación como factor formativo de la estructura térmica en Mendoza:

En cambio el radiosondeo de Córdoba, por encima de la inversión de radiación (el radiosondeo se inicia a las 7:15 hora local *), muestra el calentamiento radiativo durante el día anterior, dominando las capas hasta 843 mb, la capa de convección y mezcla es aún más profunda en Resistencia, llegando la influencia del calentamiento desde superficie hasta 750 mb.

En Resistencia la presión supera a la de Mendoza en 6 mb, por lo que en este caso el efecto radiativo sobre la DNOA es despreciable.

(ii) Subsidencia forzada al este de la Cordillera.

Tanto en Quintero como en Mendoza en 700 mb el viento tiene una componente del oeste de 13 ms^{-1} (25 nudos), transversal a la Cordillera. Como no se ha podido encontrar precipitación en ninguna estación argentina (incluyendo Cristo Redentor) ni chilena, la temperatura potencial y la relación de mezcla son propiedades conservativas en la atmósfera libre (además de la temperatura potencial-equivalente). La Fig. 24 indicaría que el aire situado a unos 4.5 Km de altura sobre Quintero desciende hasta 1.5 Km en Mendoza debido a la subsidencia forzada a sotavento de la Cordillera. También en Salta el viento del oeste 5 ms^{-1} en 700 mb, donde se observa también la más alta temperatura en ese nivel. Se entiende que el máximo espesor 500/1000 mb sobre Salta no puede haber sido producido por advección horizontal, evidenciando así el calentamiento adiabático al este de la Cordillera **.

* Nota : Con "hora local" se identifica la hora 60°W.

**Nota : podría haber alguna contribución del Altiplano en el espesor.

Sin embargo, las humedades en Mendoza (Fig. 25) denotan un descenso apreciablemente menor de las masas de aire al cruzar la Cordillera; en cambio la temperatura potencial-equivalente parecería indicar un descenso aún mayor que el que da la temperatura potencial (Fig. 26).

Esta contradicción se eliminaría, si las humedades observadas en Mendoza son erróneamente elevadas.

(iii) Advección

Parte de las aparentes incongruencias podrían explicarse a través de la advección de humedad desde el norte. Así se ve que Salta tiene una relación de mezcla de 8 gr / Kg en 850 mb; y como en la situación elegida existe un estado estacionario desde por lo menos 24 horas antes, se entiende que este aire ha llegado a las capas bajas de Córdoba y se ha introducido también parcialmente en la provincia de Mendoza, por las llanuras que rodean a las Salinas Grandes.

Con respecto a la contribución de la advección horizontal de temperatura al exceso observado en Mendoza ya se ha mencionado una apreciable advección cálida situada entre la traza del corte vertical y Ezeiza, que 24 horas antes ha de haber estado al noroeste del corte vertical.

Con esta advección horizontal se podría haber llegado a unos 17°C en Mendoza en 850 mb, los restantes 5°C no pudiendo explicarse ni por radiación ni por advección son debidos a la subsidencia forzada al este de la Cordillera.

De lo antedicho puede concluirse que en el caso que se está estudiando la advección cálida y la subsidencia forzada ambos han contribuido a formación y profundización de la DNOA, no habiendo habido efecto de la radiación in situ *.

2.4 Análisis del campo de movimiento

Se han analizado los datos de viento en superficie a las 18 TMG (14 hora local), ya que a esa hora y con cielo despejado o poco nublado, el viento en superficie refleja con bastante aproximación el flujo del aire en la capa de fricción.

En la Fig. 27 se representa el campo de movimiento con líneas de corriente e isotacas. Para mayor ilustración se ha incluido la falda oriental del Altiplano y de la Cordillera de los Andes en el noroeste.

* Nota : Siempre que se menciona a la radiación como parte del proceso de la DNOA, se entiende el balance de radiación en el lugar de emplazamiento de la DNOA. Es claro que la advección trae desde el norte aire previamente calentado sobre el continente por radiación en latitudes más bajas.

Puede verse una corriente general del norte, que abarca desde la falda oriental de la Cordillera hasta unos 50°W por lo menos, el límite oriental es un tanto impreciso por la carencia de datos. Por el sudoeste esta corriente es interrumpida a lo largo del sistema frontal.

Este flujo marca una curvatura ciclónica hasta unos 28°S y de allí en adelante su curvatura es más y más anticiclónica.

Llama la atención la concentración del flujo cerca de Santa Cruz de la Sierra (Bolivia) con altas velocidades, que se propaga corriente abajo en forma semejante a una corriente en chorro en capas bajas, yendo en dirección hacia la provincia de Buenos Aires*. En 850 mb esta intensa corriente está reflejada en los datos de Resistencia y Asunción. Se estima que este máximo del viento se genera por un efecto de tobera alrededor de la extensión del Altiplano boliviano hacia el este en 18°S. El radio de curvatura (ciclónica) del máximo de viento es de unos 900 Km entre 18 y 28°S.

En la Fig. 28 se muestra el campo de divergencia en superficie en unidades de 10^{-5} s^{-1} , calculado en base a un análisis manual de las componentes u (zonal) y v (meridional) empleando el algoritmo

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \approx \frac{u_2 - u_1}{d} + \frac{v_4 - v_3}{d} \quad [3]$$

donde se ha tomado la distancia $d = 400 \text{ Km}$, en puntos de reticulado distantes 200 Km unos de otros. Para confirmar el resultado se hizo otra estimación en base al campo de líneas de corriente e isotacas de la Fig. 27 haciendo uso de la fórmula

$$\nabla \cdot \mathbf{V} \approx \frac{1}{S D} (S_2 V_2 - S_1 V_1) \quad [4]$$

con resultados enteramente análogos.

* Nota : Se ha despreciado la velocidad del viento en Ceres, pues se ha visto que engendra campos de divergencia no admisibles en la escala sinóptica.

Sobre el frente hay un campo concentrado de convergencia, ensanchado por el procedimiento de cálculo, seguido por un centro de divergencia del aire frío que entra vía Neuquén y Chubut.

Al norte del frente se encuentran detalles que son debidos

- (i) a que el viento es el parámetro menos representativo de la observación sinóptica;
- (ii) a la situación geográfica de las estaciones respecto a las sierras como en la zona de Córdoba y San Luis, y
- (iii) a efectos reales en la escala sinóptica.

Un amplio campo de convergencia se encuentra sobre el Paraguay y el sur del Brasil, posiblemente asociado a las precipitaciones que se registran en la zona de Porto Alegre - Florianópolis (Fig. 29).

Levemente entrelazadas hay zonas de preferente divergencia en el noroeste del Paraguay, norte de Santa Fe y al este del Río de la Plata, posiblemente en compensación de las áreas de convergencia antes mencionadas.

La región de la DNOA contiene leve convergencia, ésta puede estar disminuída en el caso estudiado por la concentración de la misma en el proceso al sur del Brasil*

Haciendo un promedio sobre el área que va desde la Cordillera hasta 60°W y de 18 a 34°S (Fig. 28) se obtiene un valor de

$$\overline{\nabla \cdot \mathbf{V}} = - 0.5 \times 10^{-5} s^{-1}$$

En la capa de fricción el aire tiene una componente del movimiento hacia la baja presión, en este caso hacia el oeste. Esta componente termina en la falda oriental de la Cordillera, produciéndose convergencia al este de la misma y movimiento ascendente, en forma similar como las corrientes marinas paralelas a las costas producen las surgencias (37). Se cree entonces que la convergencia calculada es friccional.

* Nota : Cuando el frente está acompañado por precipitaciones suele traer aparejado una zona de divergencia delante del mismo, se cree que en este caso donde no se halla acompañado por lluvias este efecto es despreciable.

Si para una rápida estimación se supone una disminución lineal de esta convergencia hasta el tope de la capa de fricción (1000 m), se llega a una velocidad de ascenso de 0.25 cm s^{-1} .

El ascenso friccional en las capas bajas en el ámbito de la DNOA en este caso no ha producido nubes (Fig. 29), a lo largo de la base de la inversión el movimiento es ascendente, alcanzando finalmente condensación parcial en la provincia de Buenos Aires y en Resistencia.

La inversión es sede de fuerte divergencia en el ámbito de la DNOA, ya que por encima de ella hay subsidencia forzada, en el aire que ha cruzado la Cordillera y que a su vez es convergente, tal que los movimientos de subsidencia terminan quizás a una altura un poco mayor que la cresta de la Cordillera.

Por encima de unos 5500 m nuevamente existe movimiento ascendente lo que puede verse por las altas humedades en la tropósfera superior en Quintero y Mendoza y la invasión de nubes medias y altas desde el oeste por encima de la DNOA.

Este movimiento de ascenso se halla ligado al acercamiento de la vaguada en la tropósfera superior (Fig. 18) que a su vez provoca divergencia a partir de algún nivel superior (quizás 7000 m) hasta más allá de la tropopausa.

En la Fig. 30 se ha hecho un esquema de lo encontrado.

Se ve así que en el desarrollo de la DNOA, el normal desenvolvimiento del movimiento vergical delante de una vaguada en los oeste (11), se halla interrumpido por una capa de subsidencia forzada. Se encuentran así tres niveles de no divergencia, que en el caso estudiado pueden situarse aproximadamente a 1, 2 y 7 Km de altura.

3 . Conclusiones del Capítulo I

La DNOA está situada al este de la Cordillera de los Andes a unos 30°S. Es de variable intensidad, siendo de aparición intermitente, en el promedio más intensa y persistente en verano que en invierno. Su existencia se debe a un exceso de temperatura en la tropósfera inferior.

Entre 850 y 700 mb se abre hacia el sur en forma de una vaguada, para desaparecer en el nivel de 500 mb.

No se encuentra una circulación anticiclónica verticalmente por encima de la DNOA.

En el estudio de un caso particular se ha encontrado convergencia friccional en superficie y fuerte divergencia a la altura de una inversión (1500 m),

que cambia el signo del movimiento vertical ascendente en subsidencia.

Se encontró que la advección horizontal de aire caliente y la subsidencia forzada a sotavento de la Cordillera son las causantes del exceso de temperatura de la DNOA en este caso.

C A P I T U L O II

MECANISMO DE LA DEPRESION DEL NOROESTE ARGENTINO

1. Introducción

En el Capítulo I se ha visto que la DNOA es una depresión caliente, que debe su existencia a un exceso de temperatura con respecto a los alrededores en la mitad inferior de la tropósfera.

Si p_0 es la presión al nivel del mar y p_1 en otro nivel fijo z_1 , se puede escribir la ecuación hidrostática en la forma:

$$p_0 = p_1 e^{\frac{g}{R} \int_0^{z_1} \frac{dz}{T(z)}} \quad , \text{ o si}$$

$$\overline{T} = \frac{1}{z_1} \int_0^{z_1} T(z) dz \quad [5]$$

es la temperatura media entre el nivel del mar y z_1

$$p_0 = p_1 e^{\frac{g z_1}{R \overline{T}}} \quad [6]$$

Manteniendo p_1 constante, uno puede derivar p_0 respecto de la temperatura media para obtener

$$\frac{\delta p_0}{\delta \overline{T}} = - \frac{p_0 g z_1}{R \overline{T}^2}$$

y si además $\Delta \overline{T} \ll \overline{T}$, puede pasarse a incrementos finitos:

$$\frac{\Delta p_0}{\Delta \overline{T}} = - \frac{p_0 g z_1}{R \overline{T}^2}$$

Cuando z_1 es el nivel en que desaparece la depresión, Δp_0 puede

interpretarse como la diferencia de la presión entre el entorno y el centro de la baja al nivel del mar y similarmente $\Delta \overline{T}$ la diferencia correspondiente en la temperatura media.

Entonces:

$$\Delta p_o = -I \quad , \quad y$$

$$\Delta \overline{T} = \frac{I R \overline{T}}{p_o g z_1} \quad [7]$$

Si se toman los siguientes valores:

$$R = 287 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} (\text{°Abs})^{-1}, \quad \overline{T} = 278 \text{ °Abs}, \quad p_o = 1010 \text{ mb}, \quad g = 9.8 \text{ m s}^{-2} \quad y \quad z_1 = 6000 \text{ m}$$

sigue de [6] que

$$\frac{\delta p_o}{\delta \overline{T}} = -2.7 \text{ mb } (\text{°C})^{-1} \quad [8]$$

y de [7] que

$$\Delta \overline{T} = \frac{I}{2.7 \text{ mb } (\text{°C})^{-1}} \quad [9]$$

La [9] se usó para calcular la marcha anual del exceso de la temperatura, de acuerdo con los valores de I dados en la Tabla 1.

Los resultados se dan en la Tabla 2.

Tabla 2

Exceso de la temperatura media
en el centro de la DNOA

M e s	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Año
$\Delta \overline{T} \text{ [°C]}$	2.3	1.7	1.6	1.0	1.0	0.8	0.8	1.2	1.5	1.9	2.3	2.6	1.5

En este Capítulo se tratará de apreciar a cuáles factores puede atribuirse este aumento de la temperatura.

Con (13) puede escribirse la variación local de la temperatura en la forma:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{c_p} \frac{dh}{dt} - w (\gamma_d - \gamma) - \nabla \cdot \nabla T \quad [10]$$

promediando de acuerdo con [5] resulta

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \frac{1}{c_p z_A} \int_0^{z_A} \frac{dh}{dt} dz - \overline{w (\gamma_d - \gamma)} - \overline{\nabla \cdot \nabla T} \quad [11]$$

De acuerdo con [11] la variación local de la temperatura media resulta como la suma de tres distintos factores:

El primer término de la derecha da la transferencia de calor a la columna de aire desde el nivel del mar hasta el tope de la DNOA (z_A), término que se llamará aquí efecto radiativo.

El segundo término de la derecha da la influencia de los movimientos verticales sobre la temperatura media. En el entendimiento, que aquellos movimientos verticales que intervienen en el mecanismo de la DNOA, se deben a la Cordillera de los Andes, se identificará este término con el efecto orográfico.

El tercer término da la advección horizontal de la temperatura media, que llamaremos efecto advectivo.

Los datos observacionales son insuficientes para evaluar [11] en forma directa.

En lo que sigue se trata de inferir sobre la importancia relativa de cada uno de los efectos citados a través de relaciones estadísticas. En primer término se considera la marcha media anual de la DNOA y luego se hace un estudio a través de comportamiento diario.

2. Comportamiento Medio Anual de la DNOA

2.1 Estudio del Efecto de Radiación

El primer término de la derecha de [11] contiene también los efectos de liberación de calor latente, que pueden ser apreciables en la atmósfera. Sin embargo, en el caso de la DNOA, esta transferencia de calor es despreciable o aún inhibitoria, ya que la lluvia anual en Salta es de 671 mm, en

La Rioja 317 mm y en Mendoza 198 mm, apreciablemente menor que en Resistencia 1349, Paso de los Libres 1211 y Buenos Aires 1028 mm, obrando contrariamente a la diferencia de presión observada entre Paso de los Libres y La Rioja. En cuanto a su magnitud en las estaciones chilenas las precipitaciones son similares a las del Noroeste Argentino.

La transferencia de calor en superficie sólo podría crear una zona de baja presión, si el calentamiento es diferencial, vale decir, que la entrega de calor al aire es mayor que en las regiones circundantes.

En (9) se han calculado perfiles de presión resultantes de un calentamiento del aire en áreas circulares de diverso diámetro, partiendo de una atmósfera en reposo y condiciones de fricción y viscosidad turbulenta del aire típicos para regiones oceánicas. Con un diámetro de 2000 Km y prescribiendo el ángulo del flujo del aire con las isobares (20°), se obtuvo una depresión de 10 mb en 6 días, cuando la entrega de calor es de $730 \text{ cal cm}^2 (\text{día})^{-1}$. Es de notar que por encima de unos 2 Km sobre el nivel del mar se produce una circulación anticiclónica con un exceso máximo de presión de 5 mb a los 4 Km de altura.

Un cálculo similar no puede realizarse para la DNOA, ya que su emplazamiento al pie de la Cordillera impide el desarrollo de un vórtice simétrico, por lo menos por debajo de la cresta de los Andes. Además no se disponen de datos concretos de la transferencia de calor en los océanos circundantes.

En la Tabla 3 se reproducen datos del balance de radiación en superficie en estaciones cercanas a la DNOA de acuerdo con (21).

Los valores concuerdan en general bastante bien, las inhomogeneidades principales pueden ser debidas a diferencias en la cobertura de nubes, turbiedad y humedad del aire y en otros casos a errores de instrumental.

El hecho de que el balance de radiación sea positivo en superficie no necesariamente significa una ganancia neta de calor para la atmósfera, ya que ésta se halla sobrecalentada hasta la tropopausa y en la tropósfera distintos procesos transportan el calor hacia arriba.

En el caso de la turbulencia mecánica, el calor queda retenido en el aire por debajo del nivel al que llega la DNOA (500 mb); en cambio parte del calor acumulado se pierde a través de la superficie de 500 mb por los procesos en la escala sinóptica (ascenso frontal) y por la convección cuando es profunda, estas últimas disminuciones de calor no se consideran aquí.

El flujo de radiación de onda larga se pierde hacia mayores alturas, provocando un importante egreso de calor.

Tabla 3

Balance de Radiación en superficie
en $\text{cal cm}^{-2} (\text{día})^{-1}$ de acuerdo con (21)

Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Año
Tucumán	317	264	230	160	128	97	100	142	186	234	286	306	204
Pilar	361	334	244	192	123	93	93	138	213	289	321	371	231
Mendoza	364	341	262	162	100	60	47	116	219	322	356	382	228
San Martín	331	298	238	167	113	77	69	102	156	220	291	332	200
V. Ortúzar	346	261	227	124	92	62	66	91	147	226	282	327	188
Neuquén	308	211	157		56	56	92		134	184			

De acuerdo con (27) , (8) y (15) el enfriamiento correspondiente entre el nivel del mar y 500 mb a la latitud de 30° es de 1.2°C por día aproximadamente, a lo que corresponde una pérdida de $153 \text{ cal cm}^{-2} (\text{día})^{-1}$. En el Anexo II se dan algunos cálculos.

En la Tabla 4 figura en la primera fila el promedio del balance de radiación formado con las estaciones de la Tabla 3, excepto Neuquén, y en la segunda el balance de la columna atmosférica desde el nivel del mar hasta 500 mb, suponiendo que la pérdida de calor citada se mantiene constante durante todo el año. Para comparación se repiten los valores de I de la Tabla 1.

De acuerdo con estos valores, se tiene para enero una variación de la temperatura media (Anexo II) de $+1.5^{\circ}\text{C}$ en 24 horas y para julio de -0.6°C , correspondiendo una variación del espesor 500/1000 mb de $+30.4 \text{ mgp}$ y de -12.2 mgp por día.

Tabla 4
Balance de radiación

Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Año
$\overline{Q^*}$	344	300	240	161	111	78	75	118	184	258	307	344	210
\overline{Q}	191	147	87	8	-42	-75	-78	-35	31	105	154	191	57
\overline{I}	6.1	4.5	4.2	2.8	2.8	2.2	2.2	2.6	4.0	5.0	6.2	6.9	4.1

$\overline{Q^*}$ balance en superficie (promedio estaciones Tabla 3).

\overline{Q} balance de la columna de 1000 a 500 mb, ambos en $\text{cal cm}^{-2} (\text{día})^{-1}$.

\overline{I} intensidad media de la DNOA.

Si se mantiene fija la superficie de 500 mb (ver Capítulo I), esto implica una variación de la presión al nivel del mar de -3.4 mb y de +1.5 mb por día en enero y julio respectivamente.

El coeficiente de correlación entre la intensidad de la depresión \overline{I} y el balance de radiación \overline{Q} da

$$R_{\overline{I}, \overline{Q}} = 0.96$$

Este coeficiente de correlación es muy elevado y explicaría por sí solo la existencia de la DNOA, sin la necesidad de otros procesos, si uno incurre en el error de ver en esta relación una de causa y efecto.

De que no sólo en radiación es responsable de la existencia de la DNOA, lo muestran los siguientes dos argumentos:

- (i) No se desarrolla una circulación anticiclónica por encima de la DNOA como debería ser, si sólo la entrega de calor fuera el mecanismo de su formación (9); y

- (ii) En invierno (mayo a agosto) el balance de radiación es negativo y a pesar de ello existe la DNOA (aunque en forma más débil).

Sin embargo, la radiación es uno de los factores que inciden en el desarrollo de la DNOA.

En la Fig31 se ha presentado la marcha anual de la DNOA en función de \bar{Q} . En ella se ha incluido la recta de regresión basada en los valores de la Tabla 4 y cuya ecuación es:

$$\bar{J}_R = 3.2144 + 0.015588\bar{Q} \quad [12]$$

Puede verse que la intensidad de la depresión es mayor de lo que corresponde a la recta de regresión en los meses de setiembre, octubre, noviembre, diciembre y enero, mientras que en los meses de febrero, marzo y abril es menos pronunciada, en concordancia con el hecho que la temperatura superficial del océano tiene un retardo de unos 2 a 3 meses respecto del balance de radiación (12). Así el calentamiento diferencial máximo (continente-océano) se ubica a fines de la primavera y principios de verano.

En la aparente contradicción entre el alto valor del coeficiente de correlación citado y la imposibilidad de que la radiación sea la causa de la DNOA en invierno, se ve la existencia de otro factor, íntimamente ligado a las estaciones del año.

2.2 Consideraciones sobre el efecto orográfico.

En la literatura existe un gran número de trabajos sobre el problema del flujo atmosférico alrededor de accidentes topográficos y una buena parte se ha dedicado al flujo transversal a una cadena de montañas.

Una cadena de montañas interpuesta a un flujo transversal trae como consecuencia perturbaciones en tres escalas:

- (i) La mesoescala, como ser ondas de montaña y rotors;
- (ii) La escala sinóptica, como ser depresiones orográficas y ciclógenésis a sotavento; y
- (iii) La escala planetaria, como ser ondas largas y transporte de momento angular.

Aquí interesa la depresión orográfica dentro de la escala sinóptica, o más específico la contribución de la Cordillera de los Andes a la existencia de la DNOA.

La situación particular de la DNOA marca algunas diferencias fundamentales con las premisas de casi todos los trabajos (4) (5) (6) (10) (18) (24) (26) (28) (30) (33) (40) y que consisten en:

- (i) La atmósfera atraviesa la cadena montañosa en un solo sentido. En cambio en la DNOA la componente zonal media es del este desde superficie hasta unos 1200 m de altura , y a partir de allí es del oeste (35) .
- (ii) La cadena montañosa es atravesada por toda la columna de aire que se halla a barlovento de la misma.
En cambio a la latitud de la DNOA y al oeste de la Cordillera existe una masa de aire tropical marítimo en equilibrio termodinámico con la corriente fría de Humboldt, que no puede ascender por las faldas de las montañas (3) (41) . Esta masa de aire se halla separada por una fuerte inversión casi permanente a unos 1100 m de altura de otra superior, que es capaz de realizar movimientos verticales.
- (iii) Los cambios en la estabilidad estática se deben a la orografía. En cambio en la DNOA las masas de aire son normalmente más inestables que al oeste de la Cordillera, en gran parte por efectos no atribuibles a la Cordillera, como ser el balance de radiación.
- (iv) En muchos de los resultados (8) (16) (40) se obtienen flujos del sudoeste inmediatamente al este de la Cordillera.
En cambio en la DNOA es del noroeste (ver Capítulo I).

Para que corriente abajo de una cadena de montañas se produzca una bajada de presión, es necesario según (11) un descenso (subsistencia forzada) de las masas de aire, y para que se forme un centro de baja presión, la altura de las masas de aire debe ser mínima, excepto en el caso que haya precipitación orográfica cuya contribución puede ser importante (25), y que puede tener alguna implicancia en invierno en la DNOA*, pero que se despreciará aquí

Si se suponen ausentes los efectos de radiación y advección, puede hacerse una estimación de la diferencia de altura de las masas de aire en el seno de la DNOA con los alrededores, en base a su intensidad I.

En la Tabla 5, calculada bajo las premisas del Anexo III, figura el descenso medio de las masas de aire que corresponde a los valores de \bar{T} de la Tabla 1., bajo la suposición de un gradiente vertical medio de $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

* Nota: La precipitación anual de Quintero es de 436 mm y el 84% corresponde a los meses mayo, junio, julio y agosto. En Antofagasta la precipitación anual es de 6.9 mm.

Tabla 5
Diferencia de altura de las
masas de aire en metros.

Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Año
$\overline{\Delta z_1}$	652	482	450	300	300	235	235	278	428	535	663	738	439
$\overline{\Delta z_2}$	856	685	535	321	300	246	214	321	503	663	878	963	535

$\overline{\Delta z_1}$ diferencia de altura correspondiente a I (Tabla 1).

$\overline{\Delta z_2}$ diferencia de altura correspondiente a Δp_c (Tabla 1).

En la primera fila figura la diferencia media de nivel entre las masas ubicadas en el entorno y el centro de la DNOA y en la segunda la diferencia media entre las masas ubicadas a barlovento y a sotavento de la Cordillera, calculada en base a Δp_c de la Tabla 1.

Si bien hay que tener en cuenta que ciertas capas deben descender mucho más, para que resulte el promedio indicado, los valores parecen posibles. La intensidad de la DNOA en junio podría explicarse con un descenso forzado de unos 250 m, mes en que el balance de radiación no contribuye a la formación de la DNOA. Pero, por supuesto, la advección podría hallarse presente.

El problema consiste en ver cuáles son las condiciones meteorológicas que provocan un mínimo de altura de las masas de aire a sotavento de la Cordillera.

Uno de los factores principales podría ser el flujo transversal, en este caso la componente zonal del viento, dado que el aire en contacto con el suelo está forzado a seguir el perfil topográfico.

Para calcular la componente zonal del viento se tomó el viento geostrófico medio resultante de los datos de presión y geopotencial de Antofagasta y Quintero. En el Anexo IV se dan los considerandos para esta elección, así como detalles de cálculo.

Tabla 6

Marcha anual de la componente
zonal del viento ms^{-1}

Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Año
$\bar{\mu}_0$	-0.8	-1.3	-1.3	-1.5	-1.6	-2.1	-2.3	-2.3	-2.3	-1.6	-1.2	-0.6	-1.5
$\bar{\mu}_{850}$	1.4	1.4	0.9	0.4	0.9	0.9	0.7	0.7	0.7	0.8	1.1	1.5	0.9
$\bar{\mu}_{700}$	2.8	2.4	3.6	4.0	5.2	7.5	6.4	6.9	6.9	6.1	4.8	3.7	5.1
$\bar{\mu}_{500}$	7.5	7.6	10.1	11.9	12.9	18.0	17.0	17.7	17.7	15.9	12.9	9.7	13.3
$\bar{\bar{\mu}}$	2.7	2.5	3.3	3.5	4.4	6.2	5.5	5.8	5.8	5.3	4.4	3.6	4.4

$\bar{\mu}_0$ componente zonal del viento geostrófico en superficie, $\bar{\mu}_{850}$ en 850 m, $\bar{\mu}_{700}$ en 700 mb, $\bar{\mu}_{500}$ en 500 mb y $\bar{\bar{\mu}}$ promedio vertical.

En la Tabla 6 se han reunido los valores. El promedio vertical se ha calculado de acuerdo con

$$\bar{\bar{\mu}} = \frac{1}{4} (\bar{\mu}_0 + \bar{\mu}_{850} + \bar{\mu}_{700} + \bar{\mu}_{500}) \quad [13]$$

En superficie el viento es del este durante todo el año, máximo a fines de invierno (agosto) correspondiendo a un mayor desarrollo del anticiclón subtropical del Pacífico.

Ya en 850 mb (1500 m) el viento es del oeste, mayor en verano que en invierno, de manera que el nivel del cambio es más elevado en invierno que en verano, con un promedio anual de unos 1000 m. En 700 mb el viento del oeste es mayor en invierno que en verano y la marcha se acentúa en 500 mb. Dada la creciente amplitud de la onda anual en niveles superiores, el promedio vertical de la componente zonal responde a lo que ocurre en 700 y 500 mb.

El coeficiente de correlación entre la intensidad de la DNOA \bar{I} (ver Tabla 1) y la componente zonal media $\bar{\bar{\mu}}$ en su marcha anual da

$$R_{\bar{T}, \bar{\alpha}} = -0.52$$

Este coeficiente de correlación no permite rechazar la hipótesis nula, para once grados de libertad y un nivel de significancia del 5% (14).

La distribución vertical del coeficiente de correlación muestra valores absolutos menores aún, siendo positivos en superficie y en 850 mb.

Se calculó entonces la diferencia entre los valores \bar{T}_R de acuerdo con [12] con los valores reales mensuales de \bar{T} :

$$\bar{\delta} = \bar{T} - \bar{T}_R$$

Para ver si la componente zonal del viento influye sobre este valor residual. El coeficiente de correlación da

$$R_{\bar{\delta}, \bar{\alpha}} = 0.49$$

que tampoco es significativo.

2.3 Estimación del efecto de la advección horizontal

Para hacer una estimación sobre el efecto advectivo en la DNOA, se calculó la advección geostrófica media de temperatura en base a los mapas medios de 1000 mb y de 500/1000 mb para los meses enero y julio, para 30°S y 63°W, ya que más al oeste se corre el peligro de desviaciones ageostóficas sistemáticas.

De acuerdo con los cálculos que se detallan en el Anexo V hay advección de aire cálido tanto en enero como en julio.

El aumento de la temperatura media entre 1000 y 500 mb es de 1.1° C en enero y de 1.6° C en julio, en 24 horas, correspondiéndole un aumento del espesor 500/1000 mb de 22.3 mgp y de 48.7 mgp, respectivamente.

Si se mantiene fija la superficie de 500 mb (ver Capítulo I), esto implica una variación de la presión al nivel del mar en 24 horas de -2.8 mb en enero y de -3.7 mb en julio.

2.4 Conclusiones sobre el comportamiento medio de la DNOA

La comparación de las tendencias de presión en superficie, provocadas por la radiación (punto 2.1) y la advección (punto 2.3), permite establecer que:

- (i) En verano contribuyen a la formación (y mantenimientos) de la DNOA tanto la radiación como la advección casi por igual, y
- (ii) En invierno la advección contribuye a la formación (y mantenimiento) de la DNOA, mientras que el efecto de radiación le es desfavorable, pero es mucho mayor en valor absoluto el efecto de la advección, suficiente para explicar la existencia de la DNOA.

En verano el efecto combinado de advección y radiación da valores aparentemente exagerados para el mantenimiento de la DNOA, lo que debe hallarse compensado por movimientos de ascenso, mientras que en invierno esta necesidad decae. Esto puede verificarse con la marcha anual de la precipitación en La Rioja que se da en la Tabla 7.

Tabla 7

Precipitación media en La Rioja [mm] .

Mes	Enc	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Añ
Lluvia	60.2	55.9	57.1	15.7	6.4	3.4	3.1	3.5	6.2	23.8	30.6	51.4	31

En la marcha media de la DNOA el efecto orográfico directo -esto es la subsidencia forzada a sotavento- no parece ser un factor importante, siendo que la advección y la radiación pueden explicar la marcha anual por sí solos; por otro lado no ha sido posible vincular a la DNOA con la componente zonal del viento.

3. Comportamiento diario de la DNOA

3.1 Introducción.

En vista de los resultados obtenidos en (23) sintetizados en la Fig. 4, la DNOA se caracteriza por su fuerte variabilidad interdiurna, siendo que una simple inspección de los mapas diarios muestra una gran sensibilidad de la DNOA respecto de la situación sinóptica.

Para poder apreciar el mecanismo de la formación, sustentación y decaimiento de la DNOA, se han tomado parámetros diarios durante el año 1967,

con datos que obran en el Archivo del Servicio Meteorológico Nacional.

La intensidad I ha sido tomada diariamente a las 12 TMG, resultando como promedio anual

$$\bar{I} = 3.123 \text{ mb}$$

con una varianza de

$$\sigma_I = \pm 4.72 \text{ mb}$$

En la Fig. 31 se señala la distribución de frecuencias en intervalos de 2 mb. Fuera de algunas irregularidades que se estiman provienen de una resolución demasiado fina en el intervalo de clase frente al número total de casos, la distribución de frecuencias es parecida a la distribución normal y se tomará como tal para las inferencias estadísticas.

El rango va de $I = 17.9$ (11 de setiembre) a $I = -10.6$ mb (28 de setiembre).

Para ver si la DNOA en su comportamiento diario también es una depresión caliente, se ha calculado el coeficiente de correlación entre su intensidad I y el espesor 500/1000 mb en La Rioja*, resultó:

$$R_{I, (h_{500} - h_{1000})} = 0.70$$

confirmándolo (24).

En los párrafos siguientes se estudian los efectos de la radiación, de la orografía y de la advección sobre el comportamiento diario de la DNOA.

3.2 Radiación

Debido a las escasas reservas calóricas del suelo (12), la nubosidad es un factor decisivo en el balance de radiación en los continentes, por su gran albedo disminuye la ganancia o aumenta la pérdida de calor.

Se ha hecho el promedio de la cantidad de cielo cubierto por las nubes en un serie de estaciones cercanas al emplazamiento de la DNOA**

* Nota : El geopotencial de 500 mb en La Rioja fue tomado de los análisis elaborados en el Servicio Meteorológico Nacional.

** Nota : Estas estaciones son: Catamarca, Chamental, Chepes, Jachal, La Rioja, San Juan, Santiago del Estero, Tucumán y Villa Dolores.

En base a las observaciones sinópticas trihorarias (sin tener en cuenta datos faltantes) se ha calculado el promedio de la nubosidad N en las 24 horas precedentes a la observación de la intensidad I de la DNOA.

El coeficiente de correlación:

$$R_{I,N} = -0.15$$

es demasiado bajo como para poder mostrar alguna relación (14) .

Relacionando N con la variación interdiurna ΔI de la intensidad de la DNOA durante el mismo intervalo, resulta

$$R_{\Delta I,N} = -0.16$$

Se concluye que la radiación no tiene influencia decisiva en el comportamiento diario de la DNOA*. Las variaciones diarias del balance de radiación, son sobrepasados por los demás efectos que se analizarán a continuación.

3.3 Reconsideración del efecto orográfico.

Se puede considerar a la Cordillera de los Andes como un murallón meridionalmente extendido al oeste de la DNOA.

La altura de la Cordillera es de casi 5000 m desde más allá del Ecuador hasta 33°S, desde donde su altura decrece paulatinamente para llegar a un promedio de más de 2000 m en 38°S. Con algunas irregularidades, esta altura se mantiene aproximadamente constante hasta 55°S, donde termina.

Desde 30° S hacia el norte hay un apreciable ensanchamiento que da lugar al Altiplano Peruano-Boliviano.

Desde cerca del Ecuador hasta unos 18°S la Cordillera se halla orientada aproximadamente de noroeste a sudeste, mientras que desde allí hacia el sur su dirección es casi norte-sur. La falda oriental de la Cordillera forma un ángulo de unos 60 grados en 18°S (Santa Cruz de la Sierra).

Pueden concebirse (entre otras) cuatro distintas formas en que la

* Nota : Dada la pronunciada marcha anual de la incidencia de la radiación en la DNOA, se han hecho pruebas estacionales sin resultados tangibles.

Cordillera de los Andes afecta a la DNOA:

(i) Efecto Zonda* : Las masas de aire ascienden a barlovento (corriente arriba de la cresta) y descienden a sotavento (corriente abajo de la cresta) obligados a seguir el perfil topográfico;

(ii) Efecto de la deformación de los filetes de vorticidad: Masas de aire ubicadas en forma horizontal a barlovento adquieren un ángulo con las superficies de nivel tras atravesar la Cordillera;

(iii) Efecto del cambio de orientación de la Cordillera : En capas bajas las masas de aire ubicadas en la cercanía de la falta oriental de la Cordillera están obligadas a curvarse en 180° S en sus desplazamientos meridionales;

(iv) Efecto de la restricción de las componentes zonales : Masas de aire situadas por debajo de la cresta de la Cordillera se ven inhibidas de cruzar la Cordillera.

A continuación se considerará cada uno de los procesos citados en relación a la DNOA, con el entendimiento que los efectos no necesariamente se suman y no son independientes uno del otro.

3.3.1 El Efecto Zonda

Sobre el efecto en la escala sinóptica de una barrera de montañas de extensión lateral infinita existe, como ya se mencionó, una amplia literatura.

En general los resultados concuerdan en lo siguiente:

- (i) A barlovento se forma una cuña de alta presión,
- (ii) a sotavento se forma una vaguada de baja presión, y
- (iii) generalmente la vaguada es más pronunciada que la cuña.

* Nota : El Zonda es un valle en la Precordillera de San Juan. En ocasiones se observa en la ciudad de San Juan un viento cálido y seco que parece provenir de allí y se denomina "viento zonda", término que se ha generalizado en las provincias andinas y luego ha sido tomado por los meteorólogos. Es similar al "Chinook" en los Estados Unidos y al "Foehn" en los Alpes. "Efecto Zonda" es usado aquí como sinónimo de efecto Foehn, aunque con la diferencia de que no se hace intervenir el calor latente que es importante en el "Foehn".

Para comprobar si estos resultados se verifican en la Cordillera de los Andes a la latitud del emplazamiento de la DNOA, se ha calculado en forma diaria el promedio p_{AQ} de presiones reducidas al nivel del mar en Antofagasta y Quintero y se lo ha relacionado con la presión de La Rioja p_L , resultando el coeficiente de correlación:

$$R_{p_{AQ}, p_L} = 0.45$$

Este valor es significativo al 1%, indicando que la marcha de la presión a ambos lados de la Cordillera de los Andes en 30oS está correlacionada positivamente, por lo tanto los cambios de la presión producidos por los sistemas migratorios en la escala sinóptica sobrepasan a los cambios producidos por el efecto zonda y no es posible verificar los resultados (i) a (iii) mencionados.

Se ha pensado que el efecto zonda estaría relacionado con la intensidad de la componente oeste, que se calculó en forma diaria según lo estipulado en el Anexo IV, relacionándola con los valores diarios de la intensidad I de la DNOA y con la diferencia de presión Δp_c a través de la Cordillera. Los resultados se muestran en la Tabla 8.

Tabla 8

Coeficientes de correlación entre el movimiento zonal (geostrófico) y la intensidad I , y la diferencia de presión a través de la Cordillera.

Componente zonal	u_0	u_{850}	u_{700}	u_{500}	\bar{u}
I	0.21	0.27	0.11	0.01	0.12
Δp_c	-	0.22	-	-	0.20

No puede rechazarse la hipótesis nula en la correlación obtenida para las componentes zonales en 700 y 500 mb.

La mejor correlación se tiene para el nivel de 850 mb, que con un nivel de significancia del 5% puede defenderse como una correlación positiva entre la componente zonal y la intensidad de la DNOA, explicando un 8% (14) de su

variación.

Ahora bien, justamente la mejor correlación está en los niveles más bajos, cuyas masas de aire normalmente no pueden cruzar la Cordillera a la latitud de la DNOA, estando atrapadas por debajo de inversiones (3) (41). Por esta razón se entiende que la correlación (por cierto muy débil) en las capas bajas se debe al efecto de restricción de las componentes zonales.

El resultado es que la intensidad de la DNOA es independiente del valor de la componente zonal del movimiento, lo que no quiere decir que la DNOA es independiente del efecto zonda, ya que es probable que este último sea independiente de la intensidad de la componente zonal (4), si bien la componente debe ser del oeste (positiva).

Para ver si la causa del resultado nulo, podía ser debida a una asociación negativa entre el movimiento zonal y el espesor 500/1000 mb en La Rioja, se calculó la correlación y se obtuvo

$$R_{\bar{u}, (h_{500} - h_{1000})} = 0.11$$

o sea independencia.

La DNOA se halla ubicada en la región subtropical donde con mucha frecuencia se observan inversiones de subsidencia a una altura de 1 a 3 Km sobre el nivel del mar (31).

En la Tabla 9 se dan algunos parámetros estadísticos sobre este fenómeno.

La altura de la inversión es mayor al este de la Cordillera. Dada la inclinación normal de la inversión sobre los anticiclones subtropicales se ve aquí al este de la Cordillera el predominio del anticiclón del Atlántico. La mayor variabilidad en la altura de la inversión como así de la temperatura potencial-equivalente en su base concuerdan con la mayor variabilidad de la presión al este de la Cordillera.

La diferencia en la temperatura potencial-equivalente en la base de la inversión muestra el efecto del intercambio de calor y vapor de agua con superficie, así como el de advección al este de la Cordillera. La corriente fría de Humboldt causa el gran incremento de la temperatura potencial entre la base y el tope de la inversión en Antofagasta, donde su presencia es permanente. El aire situado por debajo de esta inversión no puede cruzar la Cordillera.

No existe en la Tabla 9 indicio sobre el efecto Zonda.

Tabla 9
Característica de las inversiones

Estación	Antofagasta		Mendoza		Córdoba		Resistencia	
	A		A		A		A	
N	142		297		270		165	
F [%]	100		83		84		65	
\bar{z} [m]	1280		2440		2200		2120	
σ_z	± 381		± 650		± 697		± 903	
$\bar{\theta}_e$ [°Abs]	308		313		317		320	
σ_{θ_e}	± 7.5		± 13.3		± 13.3		± 13.4	
	V	I	V	I	V	I	V	I
$\Delta\theta$ [°C]	13.8	16.1	3.8	9.2	3.6	9.7	3.8	5.5
$\sigma_{\Delta\theta}$	± 4.6	± 3.7	± 3.8	± 5.6	± 4.0	± 5.6	± 3.7	± 4.9

A: año; V: verano, I: invierno; N número de casos estudiados; F frecuencia porcentual de días con inversión; \bar{z} altura media; σ_z variabilidad de la altura; $\bar{\theta}_e$ temperatura potencial-equivalente media en la base de la inversión; σ_{θ_e} : variabilidad de la misma; $\Delta\theta$ incremento de la temperatura potencial en la inversión; $\sigma_{\Delta\theta}$ su variabilidad.

Se pensó entonces que la altura de la inversión podría hallarse relacionada con la componente zonal del viento, tanto a barlovento (Antofagasta) como a sotavento (Mendoza), resultando el coeficiente de correlación para Antofagasta

$$R_{\bar{u}, z_A} = 0.05$$

y

para Mendoza

$$R_{\bar{\mu}, z_{\mu}} = - 0.03$$

indicando que la altura de la inversión a ambos lados de la Cordillera es independiente de la intensidad de la componente zonal.

Con respecto a la intensidad de la inversión en Mendoza, medida a través del incremento $\Delta \theta$ de temperatura potencial, el resultado es igualmente negativo:

$$\text{para Mendoza} \quad R_{\bar{\mu}, \Delta \theta} = 0.04$$

Finalmente se ensayó la dependencia de la DNOA de la altura de la inversión en Mendoza y se obtuvo el correspondiente coeficiente de correlación

$$R_{I, z_{\mu}} = - 0.02$$

Resultados observacionales efectuados en otros lados (39) muestran que el descenso adiabático a sotavento de una Cordillera no siempre ocurre y depende probablemente de otros factores que de la intensidad del movimiento transversal.

La DNOA no se halla relacionada a la intensidad de la corriente zonal. Además, si es que hay algún efecto zonda, estará asociado a otras condiciones meteorológicas que la componente zonal del viento.

3.3.2 El efecto de la deformación de los filetes de vorticidad.

En general se encuentra en la literatura, que mientras que en la atmósfera libre (sin topografía) el efecto de la deformación de los filetes de vorticidad es despreciable (1), se admite su influencia en la cercanía de los escollos topográficos (7).

También se encuentra la opinión que en las ciclogénesis al este de los Rocallosas este proceso no influye (5), mientras que en otro caso ha sido calculado que el término puede ser tan importante como otros que intervienen en los mecanismos de los cambios de vorticidad, por lo menos en algunos niveles (36).

Como no es posible hacer una evaluación a través de observaciones directas, se hace una estimación basada en la ecuación de la vorticidad en la forma:

$$\frac{d\zeta_a}{dt} = -\zeta_a \nabla \cdot \mathbf{V} - \bar{\zeta} \cdot \nabla \mathbf{w} \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} \quad [14]$$

El primer término de la derecha indica la acción de la divergencia sobre la vorticidad; únicamente cuando el espesor vertical de una misma masa de aire es distinto a sotavento que a barlovento habrá una diferencia de vorticidad en la escala sinóptica.

El segundo término de la derecha es el que corresponde a este párrafo. Dentro del mismo es posible distinguir tres efectos sobre la vorticidad: cambio de la altura de la Cordillera, variación meridional de la velocidad zonal del viento y componente meridional de la cortante lateral.

Se ha tomado un ejemplo sencillo, suponiendo las siguientes condiciones:

- (a) La altura de la Cordillera es de 2000 m en 38°S, de allí aumenta para llegar a 5000 m en 33°S y de allí al norte se mantiene constante.
- (b) En 38; 33 y 30°S la componente zonal es $u = 10 \text{ ms}^{-1}$, de 30°S a 25°S la componente zonal del viento disminuye linealmente para ser $u = 0$ en 25°S.
- (c) Mientras que el espesor de la masa de aire afectada por el cruce de la Cordillera es igual a ambos lados de la misma en 38 y 25°S aumenta de 300 a 400 mb en 33 y 30°S, es decir en promedio aquí hay un descenso de 500 m.
- (d) La cortante vertical del viento en el sentido zonal es $\frac{\partial u}{\partial z} = 5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ en 38, 33 y 30°S, para luego disminuir linealmente a 0 en 25°S.
- (e) En todo lugar a barlovento de la Cordillera (al oeste) $\zeta = 0$

Para más detalles ver el Anexo VI.

Con estas premisas, la ayuda de la [14] y la Fig. 33 se llega a los siguientes valores para la vorticidad en la llanura al este de la Cordillera; entre 30 y 33°S:

Efecto zonda (término de la divergencia):

$$\zeta = -2.43 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

Efecto del cambio de altura de la Cordillera:

$$\zeta = -0.45 \times 10^{-5} s^{-1}$$

Efecto de la cortante lateral anticiclónica

$$\zeta = 0.25 \times 10^{-5} s^{-1}, \quad y$$

Efecto de la componente meridional de la cortante vertical:

$$\zeta \cong 0$$

Puede verse que el efecto zonda es de un orden de magnitud mayor que la suma de los efectos de la deformación de los filetes de vorticidad, por lo que se considera despreciable la intervención de este último en el mecanismo de la DNOA.

3.3.3 El efecto del cambio de orientación de la Cordillera de los Andes.

Desde unos 120°S hasta 180°S la orientación de la falda oriental de la Cordillera de los Andes está en un azimut de 140° y desde 180°S hasta 330°S es de unos 200°; el cambio de orientación es abrupto a los 180°S.

Normalmente las masas de aire que están en contacto con la superficie se hallan limitadas en su extensión vertical por una inversión (Tabla 9), obligando a que el movimiento de aquellas sea prácticamente horizontal y paralela a los contornos topográficos.

Cuando estas masas de aire se desplazan de norte a sur sobre las llanuras al este de la Cordillera el flujo es hacia los 140° (sudeste) hasta 180°S y luego se ve forzado a reorientarse hacia los 200° (sur-suroeste). Con ello aparece una curvatura en el flujo que debe repercutir en la DNOA (32).

En efecto, la curvatura del flujo está asociada a una fuerza centrífuga dirigida en términos generales hacia el este, balanceada por una fuerza de presión adicional.

En el Anexo VII se hace una estimación de este gradiente de presión adicional al ya existente cuando el flujo es del norte.

Si las masas de aire se mueven hacia el sur con una velocidad de 10 ms^{-1} y se hallan curvadas ciclónicamente en su flujo con un radio de curvatura de 1000 Km (Fig. 27), la diferencia de presión entre Paso de los Libres y La Rioja es de

$$p_p - p_c = 9.6 \text{ mb}$$

a lo cual la curvatura del flujo contribuye con

$$(p_p - p_c)_c \approx 1.2 \text{ mb}$$

es decir con un 12%.

La vorticidad generada es de aproximadamente

$$\zeta \approx -2.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \quad [45]$$

comparable en su orden de magnitud al efecto zonda (término de la divergencia).

El efecto del cambio de orientación en el flujo sólo puede existir, si la corriente en capas bajas es del norte en una amplia zona, esto es cuando la DNOA ha sido creada por otros procesos. Este efecto actúa profundizando a la DNOA, adquiriendo contribuciones mayores cuanto más intensa es la DNOA. Cuando la velocidad del viento es de 20 ms^{-1} la contribución a su intensidad es del 25%.

El efecto zonda y el efecto del cambio de la orientación de la Cordillera no se suman algebraicamente, sino que hay una interacción, por lo que en [15] hay una contribución de aquel.

Se entiende que el efecto del cambio de orientación de la falda oriental de la Cordillera favorece, o si se quiere permite, el descenso de masas de aire a sotavento de la Cordillera, esto es el efecto zonda.

3.3.4 El efecto de la restricción de las componentes zonales del viento

Cuando una cadena montañosa se interpone a un flujo transversal, no siempre toda la masa de aire pasa por su cresta. A medida que la altura del escollo topográfico y la estabilidad de las masas de aire aumentan, más difícil se hace el cruce (3). Esto es muy especialmente así para las masas de aire que se hallan por debajo de una inversión (41).

A la latitud de la DNOA, la Cordillera de los Andes se halla rodeada de inversiones, en particular la inversión del lado de Chile es permanente y particularmente intensa, por lo tanto el aire en contacto con la superficie no puede atravesar la Cordillera.

A la latitud de la DNOA, el nivel del mar o en superficie:

$$\mu_0 = 0$$

Tabla 10

(a) Frecuencia absoluta de la dirección desde donde sopla el viento en Córdoba en 850 mb y (b) velocidad media

(a)		(b)	
Dirección Decenas de grados	Número de casos	Intervalo de dirección	Velocidad media en nudos
1 y 2	20	32 a 04	16.2
3 y 4	9	05 a 13	8.1
5 y 6	4	14 a 22	16.4
7 y 8	3	23 a 31	13.4
9 y 10	4		
11 y 12	4		
13 y 14	2		
15 y 16	8		
17 y 18	21		
19 y 20	15		
21 y 22	5		
23 y 24	1		
25 y 26	4		
27 y 28	7		
29 y 30	5		
31 y 32	9		
33 y 34	25		
35 y 36	37		

En la Tabla 10 pueden verse las características de las mediciones de viento en Córdoba, que dista 400 Km de la Cordillera, en 850 mb.

Puede verse un predominio neto de direcciones paralelas a la Cordillera (meridionales), así como también una mayor velocidad de las mismas.

Resulta así un intercambio de masas de aire en el sentido meridional 7.1 veces mayor que en el sentido zonal.

Como el gradiente horizontal de temperatura se orienta generalmente en la dirección meridional (norte-sur), uno ve en la relación anterior un aumento de los efectos de advección, del cual, en términos generales es causa la restricción de las componentes zonales del movimiento en capas bajas por la Cordillera.

3.4 El Efecto de la Advección sobre la Marcha Diaria de la DNOA.

Ya se ha visto que la advección tiene un efecto decisivo sobre el estado medio de la DNOA, especialmente en el mes de julio.

Se trata ahora de apreciar la incidencia de la advección en el comportamiento diario de la DNOA.

Nuevamente se tomó el conjunto de datos del año 1967 y se relacionó la intensidad I de la DNOA con la temperatura potencial-equivalente θ_e en la base de la inversión en Mendoza, llegando a:

$$R_{I, \theta_e} = 0.56$$

Este coeficiente de correlación muestra la asociación positiva de la intensidad de la DNOA con la temperatura potencial equivalente de la masa de aire que se halla por debajo de la inversión (con un nivel de significancia del 1%). De que esta relación no proviene de cambios de altura de la inversión lo muestra el coeficiente de correlación (ya dado) entre ésta e I :

$$R_{I, z_n} = -0.02$$

Por lo tanto, excluidos los movimientos verticales y la radiación (ver punto 3.2), sólo la advección horizontal puede ser causa de las variaciones de la temperatura potencial equivalente por debajo de la inversión.

Es decir, la profundidad de la DNOA se halla asociada a la advección térmica.

Se tomó la estación de Córdoba para medir la advección de temperatura, ya que el viento de Mendoza se halla demasiado influenciado por la Cordillera

de los Andes.

Si en [11] se despreciaran otros efectos queda

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = - \nabla \cdot \nabla T \quad [16]$$

Se considera que la advección en 850 mb es muy aproximadamente proporcional al segundo miembro de [16], ya que el promedio aquí va desde 1000 a 500 mb.

Son insuficientes los datos aerológicos para la evaluación del gradiente horizontal de temperatura en 850 mb. Se procedió entonces a estimarlo en base a los datos de superficie de 18 TMG (14 hora local), tomando estaciones continentales con cielo despejado o poco nublado, en un entorno no menor de 500 Km alrededor de Córdoba y una distancia mínima de 1000 Km entre las estaciones elegidas.

En un número considerable de días falta la observación del viento en los sondeos de Córdoba. En tales casos se tomó el viento en superficie en una serie de estaciones ubicadas en la llanura a 18 TMG y se las cotejó con el viento geostrófico del campo de presión al nivel del mar. En el Anexo VIII se dan los detalles.

El coeficiente de correlación entre la intensidad I de la DNOA y la advección instantánea A_i tomada en el mismo momento, vale:

$$R_{I, A_i} = 0.24$$

Como se ha tomado advección cálida con signo positivo, resulta una mayor intensidad de la DNOA con advección de aire caliente con un nivel de significancia al 5%.

Se promedió entonces la advección calculada del día anterior con la de la fecha considerada \bar{A}_i , resultando

$$R_{I, \bar{A}_i} = 0.30$$

Como se ve de [16], no tanto la intensidad I , sino más bien la variación interdiurna de la intensidad ΔI debería estar vinculada a la advección promediada en ese mismo intervalo; se obtuvo

$$R_{\Delta I, \bar{A}_i} = 0.34$$

mostrando una asociación positiva entre ambos parámetros, si bien relativa-

mente baja*, resulta mejor que todo lo relacionado con la componente zonal del viento.

En el Anexo VIII se muestra que las variaciones ΔI interdiurnas de la intensidad de la DNOA son fácilmente explicables con el efecto de la advección. En efecto, una bajada de presión de 5 mb en 24 horas necesita, para un viento del norte de 10 ms^{-1} , un gradiente horizontal de temperatura de $50 \text{ C}/1000 \text{ Km}$, y el caso más fuerte observado en 1967 consistente en un $\Delta I = -24 \text{ mb}$ en 24 horas precisa un viento sur de 15 ms^{-1} con un gradiente meridional de $180 \text{ C}/1000 \text{ Km}$, valores enteramente factibles.

Puede decirse que la advección desempeña un papel importante en el mecanismo de la DNOA, no solamente en su estado medio, sino también en su formación diaria.

3.5 La DNOA en relación con la Situación Sinóptica

3.5.1 Introducción

En la secuencia de los mapas sinópticos diarios se nota la sensibilidad de la DNOA respecto del pasaje de los sistemas sinópticos migratorios, que afectan la advección horizontal de la temperatura, como así también a los demás factores determinantes de la DNOA.

En lo que sigue se consideran algunos aspectos que pueden mejorar el conocimiento sobre el mecanismo de la DNOA.

3.5.2 La DNOA en Relación a las Masas de Aire al Este de la Cordillera

En primer lugar se calculó el coeficiente de correlación entre la intensidad I de la DNOA y la temperatura T de tope de la inversión en Mendoza y se obtuvo

$$R_{I,T} = 0.53$$

* Nota: El método de evaluación adolece de muchas imperfecciones que se han mencionado. Además, en realidad debía haberse hecho una integración en el área horizontal, en el tiempo y en la vertical de la advección para estimar su efecto sobre la DNOA. Si se admite, que estos errores se distribuyen al azar alrededor del verdadero valor de la advección, el coeficiente de correlación hubiera resultado más elevado.

lo que muestra que la DNOA no sólo se halla relacionada con la temperatura de la masa de aire adyacente al suelo, sino también con aquella que se halla por encima de la inversión.

Interesa entonces observar la DNOA en relación con la situación frontal.

Se investigó la posición de los frentes analizados en los mapas del Archivo del Servicio Meteorológico Nacional para todos los días del año 1967, tomando nota si se hallaba al sur de La Rioja (aire cálido en el ámbito de la DNOA) o al norte de la misma (aire frío en el ámbito de la DNOA).

Sin embargo la decisión no siempre es fácil, ya que muchos frentes continúan su marcha hacia el norte saliendo fuera del área de análisis de los mapas básicos (140S) y en otros casos la existencia de frentes no es señalada, especialmente cuando éstos no están acompañados por hidrometeoros o campos nubosos. Por esta razón se obtuvieron los siguientes extremos:

Sin frente al norte de La Rioja: $I_{\max} : 17.9$; $I_{\min} : -5.0$;

Con frente al norte de La Rioja: $I_{\max} : 8.4$; $I_{\min} : -10.6$;

Se obtuvieron los siguientes promedios para la intensidad de la DNOA:

Sin frente al norte de La Rioja: $\bar{I} = 6.4$ (182 casos)

Con frente al norte de La Rioja: $\bar{I} = -0.3$ (183 casos)

Con un nivel de significancia del 1%, la DNOA depende de la posición frontal.

Se ve que la DNOA se halla plenamente desarrollada en presencia de aire tropical, mientras que cualquier otra masa de aire la debilita, llegando a anularse con masas de aire polar.

3.5.3 La DNOA en Relación al Tren de Ondas en los Oestes.

Se asoció la intensidad I con la altura h_{500Q} de la superficie de 500 mb en Quintero, resultando

$$R_{I, h_{500Q}} = 0.16$$

y la variación interdiurna posterior ΔI :

$$R_{\Delta I, h_{500Q}} = 0.25$$

mostrando escasa significación, con una ligera tendencia a la intensificación con valores altos en el geopotencial de 500 mb.

De la secuencia de datos del año 1967 se eligieron los 43 casos más pronunciados de la DNOA.

En la Tabla 11 y en la Fig. 34 puede verse la marcha media de I , de la altura h_{500Q} de la superficie de 500 mb en Quintero y del espesor 500/1000 mb en La Rioja, desde tres días antes a la fecha de máxima profundidades hasta tres días después.

Puede verse que estos casos relativamente pronunciados se hallan vinculados al pasaje de una vaguada en 500 mb en concordancia con (6), (28), (29) y (30).

Con una velocidad media de la vaguada en 500 mb de 10 ms^{-1} de oeste a este, en el momento de culminación de la DNOA el eje de la vaguada se halla en promedio a unos 500 Km al oeste de la cresta de los Andes, pasando por la misma unas 16 horas después y por La Rioja unas 24 horas después de la culminación.

Tabla 11.

Marcha media de la intensidad I , de la altura de la superficie de 500 mb en Quintero y del espesor 500/1000 mb en La Rioja para 43 casos seleccionados.

Día	n - 3	n - 2	n - 1	n	n + 1	n + 2	n + 3
\bar{I}	2.23	2.38	5.30	9.53	2.52	-0.15	2.02
$\overline{h_{500Q}}$	5766	5765	5763	5724	5713	5746	5761
$\overline{(h_{500} - h_{1000})_L}$	5654	5668	5685	5680	5613	5625	5642

La marcha de la intensidad es un tanto asimétrica (34): mientras que la DNOA necesita dos días para su intensificación, en un solo día vuelve al valor anterior y al segundo día desaparece, siendo reemplazada por una leve circulación anticiclónica.

En la Fig. 35 se muestra la distribución de frecuencias de la variación interdiurna ΔI de la intensidad de la DNOA.

Como necesariamente $\overline{\Delta I} = 0$, la curva resulta asimétrica con la moda desplazada hacia valores positivos que son de intensificación de la DNOA, extendiéndose las frecuencias hacia altos valores negativos. Esto confirma lo encontrado para los 43 casos seleccionados.

Aún más asimétrica resulta la marcha del espesor 500/1000 mb sobre La Rioja. Se observa aquí un abrupto descenso del espesor durante las 24 horas posteriores a la culminación de la DNOA. En promedio este espesor disminuye 7 decámetros, equivalentes a un descenso en la temperatura media de 3.5º C, indicando prácticamente el pasaje de un frente frío por La Rioja.

Uno puede afirmar entonces que el máximo desarrollo de la DNOA ocurre en presencia de una masa de aire tropical delante de una perturbación ciclónica migratoria, visible en esas latitudes como una vaguada en la tropósfera superior.

3.5.4 La DNOA en Relación a los Movimientos Verticales

La nubosidad es un indicio de los movimientos verticales, pero la intensidad de la DNOA no se halla relacionada con ella, como ya se ha visto.

Siempre que haya suficiente humedad, la precipitación es una clave para el movimiento vertical.

De los 43 casos antes empleados, para evaluar la Tabla 11, se han tomado 15 que ocurrieron en la época lluviosa (octubre a marzo) y se tomó como día de ocurrencia de lluvia, en que se registró cualquier precipitación en por lo menos una de las estaciones para las que se calculó el promedio de nubosidad, en las 24 horas siguientes a las 12TMG de la fecha.

En la Tabla 12 se muestra la marcha de la probabilidad de precipitación alrededor del día de culminación de la DNOA.

Tabla 12

Probabilidad de lluvia en por lo menos una estación del ámbito de la DNOA durante las 24 horas posteriores al día señalado.

Día	n - 3	n - 2	- 1	n	n + 1	n + 2	n + 3
Probabilidad	36	40	12	48	76	42	40

Resulta que la probabilidad de lluvia es mínima en las 24 horas anteriores a la culminación de la DNOA, mostrando preferente subsidencia (libre o forzada) en el estado formativo de la DNOA.

La lluvia tiene aquí máxima probabilidad de ocurrir de 24 a 48 horas después de la culminación, mostrando una preferencia para movimientos de ascenso.

Entre la culminación de la DNOA y el pasaje de la vaguada en altura pasan 24 horas, período en el cual en las estaciones lejos de escollos topográficos es máxima la probabilidad de hidrometeoros. Sin embargo la tabla muestra que en ese período (día n) la precipitación no muestra una tendencia significativa. Se ve en este hecho la existencia de una subsidencia forzada (efecto zonda).

Con los datos diarios del año 1967 se ha calculado el promedio de la intensidad de la DNOA, en relación a los días de lluvia definidos más arriba:

$$\text{Para días sin lluvia } \bar{I} = 3.131$$

$$\text{Para días con lluvia } \bar{I} = 3.042$$

y no puede observarse ninguna diferencia significativa.

Con respecto a la variación interdiurna ΔI , tomada en el mismo período en que ocurrieron las lluvias, se obtiene:

$$\text{Para días sin lluvia } \Delta \bar{I} = +0.748$$

$$\text{Para días con lluvia } \Delta \bar{I} = -1.799$$

un resultado significativo al nivel de 1% (t de Student).

Existe entonces una asociación negativa entre la variación de la intensidad de la DNOA con la ocurrencia de lluvia en su ámbito:

La profundización de la DNOA se halla asociada a movimientos de subsidencia y el llenado a los de ascenso.

Dado que esta relación es tan significativa, se buscó la asociación del movimiento vertical a través de $\Delta \bar{I}$ con la componente zonal del viento:

$$R_{\Delta I, \bar{u}} = 0.06$$

mostrando una vez más que los movimientos verticales al este de la Cordillera y a la latitud de la DNOA son independientes de la intensidad de la componente zonal del movimiento.

4. La DNOA y la Cordillera de los Andes

La ubicación de la DNOA al este de la Cordillera de los Andes y en la cercanía de su falda oriental la vincula a este murallón topográfico.

En lo que sigue se considera la forma en que la Cordillera interviene en el mecanismo de la DNOA, en base a la información presentada en los puntos anteriores.

4.1 El Ciclo de Vida de la DNOA.

Se ha visto que los sistemas sinópticos migratorios pasan la cresta de la Cordillera de los Andes a la latitud de la DNOA, produciendo variaciones de la presión en el mismo sentido a ambos lados, pero con apreciablemente mayor amplitud al este de la misma. Este hecho y la fuerte dependencia de la DNOA de la calidad térmica de las masas de aire, permite deducir el siguiente ciclo de vida:

(i) Estado de formación

En un momento determinado, la DNOA no existe y está remplazada por un sistema de alta presión. Al este de la Cordillera uno encuentra una extensa masa de aire frío estanca o en lento movimiento hacia el norte en el lugar del normal emplazamiento de la DNOA.

Un sistema ciclónico se acerca ahora a la Patagonia desde el Océano Pacífico, provocando una bajada de presión en la misma y la aceleración del aire frío hacia el sur, al sur de la DNOA.

En consecuencia en la región de la DNOA se produce divergencia dentro del aire frío con la correspondiente subsidencia y calentamiento adiabático, además del descenso de la superficie frontal, y la presión comienza a bajar.

Ahora el aire frío situado en el Noroeste Argentino comienza a retroceder hacia el sur, haciendo lugar a la advección de aire más cálido desde el norte, con una intensificación del descenso de la presión.

Finalmente también en Santa Cruz de la Sierra el viento gira al norte, y se agrega el efecto de la curvatura de la corriente a la intensificación, permitiendo quizás también la iniciación del efecto zonda.

(ii) Estado maduro

A los procesos que intervienen en la formación y la profundización de la DNOA se contraponen con creciente efectividad dos otros: primero, una convergencia friccional especialmente a partir del momento en que uno

halla un centro cerrado de baja presión; segundo una creciente componente de ascenso, especialmente en la tropósfera superior, ya que ahora se acerca desde el Pacífico una vaguada en correspondencia con el sistema ciclónico migratorio que en estos momentos atraviesa la Patagonia. Pero también se agregan dos factores favorables que son el descenso de la superficie de 500 mb y el aumento del efecto zonda con la aproximación de la vaguada.

En el momento en que la convergencia friccional y el movimiento de ascenso en gran escala equilibran a la advección de aire cálido y al efecto zonda, culmina la DNOA, comenzando luego un lento llenado.

(iii) Estado de disipación.

Cuando la depresión migratoria en latitudes medias se aleja hacia el Océano Atlántico, una nueva masa de aire frío invade a la Patagonia cruzando a la Cordillera de los Andes sin problemas entre 55 y 38°S, ya que la Cordillera es lo suficientemente baja y la masa de aire frío calentado desde superficie por el mar lo suficientemente inestable.

De los 38°S hacia el norte existe creciente impedimento en el cruce de la Cordillera, ya que ésta aumenta su altura de 2000 a 5000 m y la circulación del aire frío se hace más anticiclónica con lo que aumenta su estabilidad. Al norte de 33°S el aire frío ya no puede traspasar la Cordillera, el cual debe circundar a la Cordillera en forma creciente a partir de los 38°S, creándose circulación anticiclónica al este de la Cordillera (preferentemente en Chubut, Río Negro o La Pampa), tal que inmediatamente al sur del frente frío se observa una creciente componente del este.

Esta corriente del este encuentra en la Cordillera un dique contenedor acumulándose el aire frío rápidamente al este de la misma.

Con fuertes componentes ageostróficas el aire acumulado al este de la Cordillera se dirige hacia el norte.

La advección de aire frío aparejada a una generalización del movimiento de ascenso en toda la tropósfera por encima de la DNOA la llenan muy rápidamente, observándose fuertes tendencias positivas de la presión; por ejemplo a las 12 TMG del 12 de setiembre de 1967 la tendencia trihoraria de Tucumán fue de + 11.6 mb.

Al mismo tiempo el aire frío retenido al este de la Cordillera produce un déficit del lado chileno que impide el avance del frente al norte de los 30°S. Esto explica la escasa variabilidad de la presión al oeste de la Cordillera y su alto valor al este de la misma en esas latitudes (Fig. 4).

4.2 Reconsideración de la Marcha Media Anual de la DNOA

La DNOA se caracteriza por una pronunciada marcha anual que coincide prácticamente con la del balance térmico medio entre superficie y 500 mb (Tabla 4).

A raíz de que la radiación es incapaz de explicar la existencia de la DNOA en invierno, se concluyó en el punto 2.1, que el elevado coeficiente de correlación no significa una relación causa-efecto, sino que ambos parámetros se hallan ligados a las estaciones del año.

El parámetro que incide decisivamente en la marcha anual de la DNOA es la variación estacional de la posición media del límite austral del aire tropical, o si se prefiere del frente polar: En verano se halla en promedio en 35° S y en invierno en 20° S sobre el Continente Sudamericano.

En verano la DNOA en el momento de su culminación se halla dentro de la masa de aire tropical y en muchas oportunidades su ciclo de vida se cumple sin la intervención de aire frío y en promedio la DNOA es profunda. Su variabilidad en verano se produce por los vaivenes de la circulación en fase con las perturbaciones migratorias que pasan por el sur.

En cambio en invierno, rara vez la DNOA puede desarrollarse plenamente: Normalmente, antes de que la antigua masa de aire polar haya sido desalojada por aire tropical, una nueva masa de aire polar invade al Noroeste Argentino; y la DNOA se ve en promedio debilitada y frecuentemente remplazada por circulaciones anticiclónicas, debido a la acumulación de aire frío al este de la Cordillera.

4.3 Causa de la Preferente Advección de Aire Caliente al Este de la Cordillera

Se ha reconocido en este trabajo que la calidad térmica de las masas de aire y la advección horizontal de temperatura constituyen el factor principal en el mecanismo de la DNOA.

En el punto 2.3 se ha visto que existe advección de aire caliente en promedio al este de la Cordillera de los Andes y a la latitud de 30° S, durante todo el año.

Es el proceso mediante el cual la DNOA se manifiesta aún en pleno invierno.

En base a la Fig. 1 es posible deducir la causa de la preferente advección cálida.

Los anticiclones subtropicales tienen su eje de máxima presión alrededor de los 35° S y al sur de esa latitud el flujo es del oeste.

Sobre la Patagonia existe una vaguada orográfica, provocada por el efecto Föhn de las masas de aire que cruzan la Cordillera, depositando allí su humedad, ver también (17) .

Desde 38° S al norte se hace gradualmente más difícil para las masas de aire en contacto con el mar cruzar la Cordillera, hasta que en algún punto

entre 38 y 33° S cesan de hacerlo, es decir

$$\mu_o = 0$$

Con esto cesa de actuar la componente norte de la fuerza de Coriolis, persistiendo la fuerza de presión dirigida hacia el sur, y el aire en contacto con el suelo es acelerado en esa dirección.

Se establece así una corriente con componente norte en la región continental comprendida entre 35 y 38° S, que redistribuye la presión creando una componente en el gradiente horizontal dirigida hacia el oeste.

Le siguen otras masas de aire situadas más al norte hasta que en todo el centro y norte de la Argentina la corriente con componente norte se generaliza * y alcanza un equilibrio cuasi-geostrófico.

Como la ganancia de calor en superficie así como la temperatura en promedio, decrecen hacia el sur, está dada la advección de aire cálido.

Es así, como al destruir las componentes zonales en las capas más bajas, la Cordillera de los Andes provoca la advección de aire caliente y es en última instancia la responsable de la DNOA.

5. Conclusiones del Capítulo II.

La DNOA debe su existencia a dos configuraciones geográficas:

- (i) La Cordillera de los Andes; y
- (ii) La superficie continental sudamericana.

La Cordillera de los Andes actúa en primer término a través de la destrucción de la componente zonal del movimiento al norte de unos 38° S, trayendo como consecuencia la advección de aire cálido en el Noroeste Argentino.

En el ciclo de vida de la DNOA la advección de aire cálido incide en su formación e intensificación.

Efectos secundarios de la Cordillera son:

* Nota : La corriente del noreste predomina en un amplio sector subtropical del continente sudamericano y se ha denominado a veces " la Inflexión de los Alisios".

- (a) El efecto del cambio de orientación de su falda oriental. Solamente actúa como profundización adicional cuando ya existe la DNOA.
- (b) El efecto zonda, visible solamente con el pasaje de vaguadas en altura e independiente de la intensidad de la componente zonal del movimiento.

A la latitud de 30° S, en primavera y verano, la superficie continental es una región de mayor adquisición de calor que los océanos circundantes, ayudando a la existencia de la DNOA; en invierno la superficie entrega menos calor al aire que los océanos circundantes, constituyendo un factor contrario a la DNOA.

La DNOA se halla supeditada a la temperatura de las masas de aire en la tropósfera inferior al este de la Cordillera de los Andes. Su marcha anual está dada por la de la posición media del frente polar, así como su intensidad diaria depende de la ubicación diaria del frente polar.

La destrucción de los componentes zonales por la Cordillera provoca fuertes acumulaciones de aire polar al este de la misma en 30° S, al mismo tiempo que impide el avance del mismo hacia el norte al oeste de la cresta, como también favorece la entrada de aire tropical del lado oriental. Esto provoca un máximo de la variabilidad interdiurna de la presión justamente en el lugar de ubicación de la DNOA.

La DNOA tiene máximo desarrollo 24 horas antes del pasaje de una vaguada en la tropósfera superior y en presencia de aire tropical.

La DNOA es reemplazada por circulaciones anticiclónicas en momentos de acumulación del aire polar al este de la Cordillera. -

C A P I T U L O I I I

LA RELACION DE LA DEPRESION DEL NOROESTE ARGENTINO CON OTROS FENOMENOS METEOROLOGICOS

1. Introducción

En este Capítulo se hace una breve consideración sobre el régimen de precipitaciones en el Noroeste Argentino y se trata a la DNOA como parámetro predictor.

2. Consideraciones sobre el Régimen de precipitaciones en el Noroeste Argentino

Se ha visto que la DNOA se halla relacionada con un flujo en capas bajas del norte o noreste que advecta masas de aire con alto contenido de calor y humedad que provoca un régimen de suficientes precipitaciones en latitudes que en otras partes del mundo son desérticas.

Tabla 13

Precipitación mensual media en milímetros

Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Año
Antofagasta	0	0	0	0	0	2	2	0	2	1	0	0	7
Salta	174	149	94	25	6	3	2	4	5	25	60	122	671
Resistencia	157	149	140	156	94	50	46	36	65	181	127	154	1349
La Rioja	60	56	57	16	6	3	3	4	6	24	31	51	317
Quintero	2	6	2	12	77	125	86	78	25	13	5	3	436
Mendoza	28	21	22	10	11	8	7	10	14	24	20	23	198
Córdoba	101	88	93	39	24	10	8	12	29	77	88	108	677
Buenos Aires	104	82	122	90	80	68	61	68	80	100	90	84	1024

Así pueden verse en la Tabla 13 abundantes precipitaciones anuales en Resistencia y Buenos Aires, situadas en latitudes en las que, por ejemplo en el norte de Africa y en otros puntos del mundo las lluvias son exiguas (31). También al oeste de la Cordillera en esas latitudes las precipitaciones son escasas, aunque van en aumento hacia el sur.

Del lado oriental de la Cordillera las precipitaciones merman hacia el oeste, ya en Córdoba la precipitación anual es sensiblemente menor que en Buenos Aires y en La Rioja, la más cercana a la posición media de la DNOA la lluvia es escasa.

Tabla 14

Temperatura mensual media en grados centígrados

Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Año
Antofagasta	20.4	20.4	19.1	17.2	15.4	13.9	13.3	13.5	14.1	15.3	17.1	18.7	16.6
Salta	21.4	20.5	19.2	16.1	13.6	11.1	10.6	12.8	15.8	18.5	20.2	21.5	16.8
Resistencia	26.8	26.3	24.4	19.9	17.7	15.7	15.1	16.7	18.7	21.0	23.7	25.8	20.9
La Rioja	27.4	25.9	23.4	19.0	15.1	11.8	11.3	14.1	17.7	21.0	24.4	26.6	19.8
Quintero	18.5	18.0	16.5	14.0	12.3	10.5	10.2	11.0	12.4	14.2	16.1	17.8	14.3
Mendoza	23.7	22.5	19.6	14.8	10.9	7.7	7.4	9.7	13.0	16.6	20.0	22.6	15.7
Córdoba	24.4	23.2	20.7	16.8	13.9	11.1	10.7	12.5	15.1	17.9	20.8	23.0	17.5
Buenos Aires	23.7	23.0	20.7	16.6	13.7	11.1	10.6	11.5	13.6	16.5	19.5	22.1	16.9

Se ha buscado una relación de la merma de las precipitaciones hacia el oeste con el régimen de temperatura resumido en la Tabla 14. Sin embargo, cuando uno tiene en cuenta la altura de las estaciones (Apéndice 2) y su latitud se ve que la temperatura media anual es enteramente similar en todas las estaciones al este de la Cordillera.

En todas las estaciones al este de la Cordillera la lluvia es más abundante durante la mitad más cálida del año, pero al acercarse hacia los Andes la amplitud anual se hace más pronunciada hasta la casi completa falta de lluvias en julio que

puede verse en Salta y La Rioja. Entonces la falta de precipitaciones invernales es uno de los factores de la disminución de lluvia hacia el oeste. Si bien se ve en la Tabla 13 un cierto aumento de la amplitud térmica anual, ésta parece insuficiente en explicar una tan drástica disminución de las precipitaciones hacia el oeste.

Cuando existen inversiones en el seno de las masas de aire, la estabilidad de éstas es decisiva en la producción de lluvias.

Para cada inversión se ha calculado el incremento de temperatura potencial-equivalente $\Delta\theta_e$ a través de ella y el correspondiente incremento de temperatura potencial $\Delta\theta$.

Cada vez que $\Delta\theta_e < 0$ existe inestabilidad convectiva, pero su liberación que provoca la precipitación está supeditada a $\Delta\theta$: Cuanto mayor $\Delta\theta$, tanto menos probable es la liberación de la inestabilidad convectiva.

A fines de una estimación rápida se consideró, que si

$$\begin{aligned} |\Delta\theta_e < 0| > \Delta\theta & \text{ el sondeo es clasificado como inestable, si} \\ |\Delta\theta_e < 0| = \Delta\theta & \text{ el sondeo es neutro, si} \\ |\Delta\theta_e < 0| < \Delta\theta & \text{ y si } \Delta\theta_e \geq 0 \text{ el sondeo es estable.} \end{aligned}$$

El resultado se halla resumido en la Tabla 15.

Tabla 15

Frecuencia porcentual de sondeos inestables.

Estación	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
Antofagasta	1	-	0	-
Mendoza	41	35	9	18
Córdoba	55	37	7	46
Resistencia	48	-	44	-

La ausencia de lluvias en Antofagasta queda así fácilmente explicable.

La sequedad de la estación invernal en el Noroeste Argentino queda evidenciada con los datos de estabilidad, en contraste con Resistencia. son escasas las ocasiones en que las masas de aire son inestables.

En vista de que Buenos Aires tiene un régimen de radiación similar al de estaciones situadas más al oeste (Tabla 3) y al mismo tiempo abundantes lluvias en invierno, se estima que la radiación no es culpable de la estabilidad de las masas de aire en el noroeste en la estación fría.

En invierno las irrupciones de aire polar hacia el norte son más importantes que en otras estaciones del año. Sobre el lado oriental de la Cordillera las masas de aire penetran profundamente hacia el Ecuador, conducidas por ella. Sobre la costa oriental de Sudamérica este efecto no actúa (o es solamente residual) y la masa de aire frío se ve limitada en su avance.

Cuando se restablece el viento norte, la masa de aire tropical llega con facilidad a Resistencia y a Buenos Aires (por lo menos a alguna altura sobre el suelo), mientras que sobre el Noroeste Argentino la masa de aire polar es muy amplia y normalmente incursiona una nueva masa de aire frío en la región, no permitiendo el arribo de aire tropical.

Un segundo factor de la merma de las precipitaciones hacia el oeste se hace evidente en La Rioja y Mendoza, donde la lluvia estival es notablemente menor que en Resistencia y Buenos Aires.

Como las masas de aire en el noroeste son tan inestables como en otras partes en verano, debe buscarse la causa de este déficit en el mecanismo de la DNOA, visto en el Capítulo II: la subsidencia forzada al este de la Cordillera ocurre justamente en el momento en que para puntos lejos de escollos topográficos la producción de hidrometeoros es de máxima probabilidad; en el ámbito de la DNOA el movimiento de ascenso recién ocurre cuando ya existe advección de aire frío, estabilizante.

3. La DNOA y el Desarrollo del Tiempo

En lo que sigue se considera la vinculación de la intensidad de la DNOA con otros fenómenos meteorológicos, concluyendo con algunas relaciones que podrían tenerse en cuenta en la formulación de los pronósticos.

3.1 Precipitación en el ámbito de la DNOA

La Tabla 12 y otros datos presentados en el punto 3.5 del Capítulo anterior permite decir:

- (i) En invierno no debe pronosticarse lluvia, salvo en casos excepcionales;
- (ii) Mientras que la DNOA está en proceso de intensificación, es poco probable la precipitación durante las 24 horas siguientes; y
- (iii) La lluvia ocurre con máxima frecuencia durante el período que va de 24 a 48 horas después de la culminación de la DNOA.

3.2 Fenómenos en el área de las provincias centrales y del Litoral Fluvial Argentino.

Para estudiar la vinculación de la DNOA con el desarrollo del tiempo al este de la misma se ha elegido el área delimitada por los paralelos 25 y 35°S y los meridianos 55 y 65°W.

Los fenómenos considerados en esa área son: frentes, lluvias, tormentas, línea de inestabilidad, tormenta severa y ciclogénesis.

Se relacionó tanto la intensidad I , como la de su variación interdiurna ΔI previa, con los fenómenos que ocurrieron durante las 24 horas siguientes en el área especificada.

Adicionalmente se adoptaron los siguientes criterios:

(a) Frentes y líneas de inestabilidad.

La existencia y posición de estos sistemas se ha tomado directamente de los mapas básicos del Servicio Meteorológico Nacional, los que han sido elaborados en forma trihoraria con excepción del mapa de las 03 TMG (23 hora local).

Se ha considerado como "iniciación" de un sistema ya sea su ingreso al área (en el caso de frentes ya sea el ingreso de un frente frío por el sur o el de uno caliente por el norte) como así su generación dentro del área (en el caso del frente: frontogénesis), en las 24 horas siguientes a la medición de I y ΔI ; como "existencia" se hallaba por lo menos un frente o una línea de inestabilidad a las 12 TMG de ese día; y como "terminación" el egreso del sistema del área testigo, o su disipación (en el caso del frente : frontolisis), dentro del mismo.

(b) Lluvia y tormenta.

El fenómeno se tomó como positivo, si en por lo menos una estación existió precipitación o tormenta en tiempo presente o pasado, dentro del área.

"Iniciación" corresponde al caso en que a las 12 TMG el fenómeno no fue observado en ninguna estación, pero ocurrió durante las 24 horas siguientes; "existencia" cuando era observada a las 12 TMG; y "terminación" cuando ocurrió en el transcurso de las 24 horas previas pero no se la observaba más a las 12 TMG, siempre dentro del área testigo.

(c) Tormentas severas incluyendo tornados.

Se anotaron los casos ocurridos en las 24 horas siguientes a las 12 TMG. La información fue obtenida de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

(d) Ciclogénesis.

Se tomó como caso positivo si dentro del área testigo y durante las 24 horas siguientes se inició una onda frontal o se observó una primera isobara cerrada de acuerdo a los análisis citados en (a).

Los resultados han sido condensados en las tablas 16, 17, 18, 19 y 20.

Estas tablas dan información sobre la posibilidad de usar la intensidad \bar{I} o la de su variación interdiurna previa $\Delta\bar{I}$ para el pronóstico. A veces es más útil usar \bar{I} y en otras $\Delta\bar{I}$, pero no debería usarse en forma conjunta ya que no son dos parámetros independientes.

3.2.1 Frentes

Hay una significativa asociación positiva con \bar{I} y $\Delta\bar{I}$ para el ingreso de frentes al área testigo o la frontogénesis. Con otras palabras el ingreso de un frente ocurre cuando la DNOA es más intensa que en promedio y además se intensifica.

Cuando a las 12 TMG existe un frente, la intensidad de la DNOA está por debajo de lo normal y su intensidad decrece (esto indica que se analizan más frentes fríos que cálidos en la zona).

Hay una significativa asociación negativa con \bar{I} y $\Delta\bar{I}$ para el egreso o la terminación de frentes. Si bien ésta es la tendencia general para todos los fenómenos, los valores más fuertes corresponden al egreso de los frentes. Tratándose normalmente de frentes fríos, se ve en esta asociación el debilitamiento o la anulación de la DNOA por la afluencia de masas de aire polar al este de la Cordillera.

Tabla 16

Frecuencia absoluta de fenómenos en el área testigo
al este de la DNOA en función de su intensidad I

I	N	Frentes			Lluvias			Tormenta			Líneas			Severas	Ciclogénesis
		i	e	t	i	e	t	i	e	t	i	e	t		
≥ 12.0	10	5	5	0	4	3	1	5	4	1	4	2	1	3	2
8.0 a 11.9	51	18	12	3	14	16	6	28	15	12	17	7	6	6	2
4.0 a 7.9	103	23	39	7	27	50	22	29	43	25	12	19	16	7	4
0.0 a 3.9	105	9	52	17	18	49	25	18	35	30	6	10	10	4	7
-4.0 a -0.1	75	5	40	22	12	44	22	17	25	20	0	5	4	1	12
-8.0 a -4.1	15	0	8	7	1	10	8	0	5	5	0	1	1	0	0
-12.0 a -8.1	6	1	6	5	0	4	2	0	4	4	0	1	1	0	0
Σ	365	61	162	61	86	176	86	97	131	97	39	45	39	21	27

i : iniciación; e: existencia; t: terminación, N número de casos en el intervalo correspondiente de I .

Tabla 17

Frecuencia relativa en porciento de fenómenos
en función de la intensidad I de la DNOA .

I	Frentes			Lluvias			Tormentas			L. de I.			T.S.	Cg
	i	e	t	i	e	t	i	e	t	i	e	t		
12	50	50	0	40	30	10	50	40	10	40	20	10	30	20
8.0 a 11.9	35	24	6	47	31	12	55	29	24	33	14	12	12	4
4.0 a 7.9	22	38	7	26	48	21	28	42	24	12	18	16	7	4
0.0 a 3.9	9	50	16	17	46	24	17	33	29	6	10	10	4	7
-4.0 a -0.1	7	53	29	16	52	29	23	33	27	0	9	5	1	16
-8.0 a -4.1	0	53	47	7	67	53	0	33	33	0	7	7	0	0
-12.0 a -8.1	17	100	83	0	67	33	0	67	67	0	17	17	0	0

Tabla 18

Frecuencia absoluta de fenómenos en el área
testigo al este de la DNOA en función de su variación ΔI .

ΔI	N	Frentes			Lluvias			Tormentas			L. de I .			TS
		i	e	t	i	e	t	i	e	t	i	e	t	
$\geq +12.0$	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
+8.0 a +11.9	9	5	1	2	3	2	1	3	0	0	1	0	0	1
+4.0 a +7.0	79	22	18	3	27	21	9	31	14	11	13	3	4	2
0.0 a +3.9	114	21	42	7	29	49	18	28	42	25	14	10	8	13
-4.0 a -0.1	90	8	51	19	19	51	28	22	37	29	8	17	12	4
-8.0 a -3.9	44	4	28	15	7	31	17	10	21	16	2	8	7	0
-12.0 a -7.9	18	1	12	8	1	14	7	3	9	8	1	5	6	1
< -12.0	10	0	10	7	0	9	6	0	8	8	0	2	2	0
Σ	365	61	162	61	86	176	86	97	131	97	39	45	39	21

Tabla 19

Frecuencia relativa en por ciento de fenómenos
en función de la variación ΔI de la DNOA

ΔI	Frentes			Lluvias			Tormentas			L. de I.			T.S.	Cg.
	i	e	t	i	e	t	i	e	t	i	e	t		
$\geq + 8.0$	50	10	20	30	20	10	30	0	0	30	0	0	30	10
+4.0 a +7.9	28	23	4	34	27	11	39	18	14	16	4	5	3	9
0.0 a 3.9	18	37	6	25	43	16	25	37	22	12	9	7	11	4
-4.0 a -0.1	9	56	21	21	57	31	24	41	32	9	19	13	4	8
-8.0 a -4.1	9	64	34	16	70	39	23	48	36	5	18	16	0	7
-12.0 a -8.0	6	67	44	6	78	39	17	50	44	6	28	33	6	17
< -12.0	0	100	70	0	90	60	0	80	80	0	20	20	0	10

3.2.2 Lluvia =====

La iniciación de las lluvias ocurre con un mayor desarrollo de la DNOA y con su intensificación.

Cuando a las 12 TMG se observan precipitaciones en el área testigo la DNOA se halla debilitada y en el estado de llenado. También hay asociación negativa con I y ΔI para los casos de terminación de la lluvia.

3.2.3 Tormentas =====

Similar a los casos precedentes, la iniciación de tormentas muestra una asociación positiva con I y ΔI , siendo bastante más significativa la asociación con I . Esto muestra que, para que se produzca el estallido de tormentas, es necesario que persista la DNOA el tiempo suficiente para permitir el ingreso del aire tropical.

La existencia de tormentas en el momento de evaluarse I es independiente de la intensidad de la DNOA, pero tiene asociación negativa con ΔI , lo

Tabla 20

Nivel de significancia en la relación de la DNOA
con los fenómenos

		$\overline{\delta I}$	$\overline{\delta I}/\sigma$	t	α	S	$\overline{\Delta I}$	$\overline{\Delta I}/\sigma$	t	α	S
Frentes	i	3.2	0.67	5.25	0.01	P	2.7	0.51	3.96	0.01	P
	e	-1.2	-0.25	3.23	0.01	N	-2.2	-0.42	5.30	0.01	N
	t	-3.6	-0.76	5.91	0.01	N	-4.4	-0.83	6.45	0.01	N
Precipitaciones	i	2.3	0.49	4.49	0.01	P	1.9	0.36	3.32	0.01	P
	e	-0.9	-0.19	2.52	0.01	N	-1.9	-0.36	4.76	0.01	N
	t	-1.4	-0.29	2.73	0.01	N	-2.6	-0.49	4.54	0.01	N
Tormentas	i	2.2	0.47	4.57	0.01	P	1.4	0.26	2.60	0.01	P
	e	-0.1	-0.02	0.24	-	I	-1.9	-0.36	4.10	0.01	N
	t	-0.8	-0.17	1.66	0.10	(N)	-2.5	-0.47	4.64	0.01	N
Líneas de I	i	4.6	0.97	6.00	0.01	P	2.0	0.38	2.34	0.01	P
	e	1.1	0.23	1.44	-	I	-2.8	-0.53	3.52	0.01	N
	t	1.0	0.21	1.40	-	I	-3.1	-0.59	3.62	0.01	N
T. Severas		4.3	0.91	4.07	0.01	P	1.4	0.26	1.19	-	I
Ciclogénesis		-1.1	-0.23	1.19	-	I	-0.6	-0.11	0.58	-	I

$\overline{\delta I}$ Diferencia entre el promedio de I cuando se observa el fenómeno indicado y el valor normal de I (3.1 mb).

$\overline{\Delta I}$ Valor medio de ΔI cuando se observa el fenómeno indicado

σ Desvío standard de I y ΔI , respectivamente

t Valor t de la distribución de Student

α Coeficiente de significación

S signo de la asociación, P positiva, N negativa, I independencia.

que muestra que la existencia de tormentas ocurre cuando la DNOA se halla en su estado medio y debilitándose.

La terminación de las tormentas en el área testigo en las 24 horas posteriores muestra una débil asociación negativa con I , con un nivel de significación del 10% y fuerte asociación negativa con ΔI .

3.2.4 Líneas de inestabilidad

La iniciación o el ingreso de líneas de inestabilidad en el área investigada durante las 24 horas siguientes de haberse tomado los valores, muestra la más significativa asociación positiva con la intensidad I de la DNOA y también una buena relación con la intensificación ΔI de la misma. Se ve que para la generación de una línea de inestabilidad no solo es necesario el aporte masivo de aire tropical, sino también aunque menos importante, pero significativo, el acercamiento de una perturbación ciclónica migratoria, por ejemplo una vaguada en 500 mb.

Tanto la existencia como la terminación (o el egreso) de líneas de inestabilidad independientes de I y muestran fuerte asociación negativa con ΔI .

3.2.5 Tormentas severas

La ocurrencia de las tormentas severas está positivamente relacionada con I , pero es independiente de ΔI , haciendo ver que estos fenómenos están supeditados a la persistencia de la DNOA, y con ello a la presencia de una masa de aire tropical genuina, siendo independientes de la fase de las perturbaciones migratorias.

3.2.6 Ciclogénesis

Las ciclogénesis sobre el área testigo son independientes tanto de I como de ΔI , es decir no se hallan relacionadas con la DNOA.

Esto muestra que la ciclogénesis en el Litoral Fluvial Argentino no responde en forma exacta a lo que en la literatura internacional se conoce como "ciclogénesis a sotavento de cadenas montañosas" (10) (28) (29) (30) (36).

3.3 La DNOA y precipitaciones en la Capital Federal.

Se han comparado los valores diarios de lluvia recolectada en el Observatorio Central de Buenos Aires durante las 24 horas posteriores, con los valores de I y ΔI .

En las Tablas 21, 22 y 23 pueden verse los resultados.

La caída de lluvias en las 24 horas siguientes está asociada significativamente a una anomalía positiva de la intensidad de la DNOA, muy especialmente así las lluvias mayores de 10 mm.

Tabla 21

Frecuencia absoluta y relativa de lluvia acumulada en el Observatorio Central de Buenos Aires durante las 24 horas siguientes al momento de tomarse I .

I	N	RR > 0	RR \geq 1 mm	RR \geq 10 mm	RR > 0	RR \geq 1 mm	RR \geq 10 mm
≥ 12.0	10	7	7	5	70	70	50
8.0 a 11.9	51	25	22	12	49	43	24
4.0 a 7.9	103	38	28	11	37	27	11
0.0 a 3.9	105	21	14	6	20	13	6
-4.0 a -0.1	75	19	13	3	25	17	4
-8.0 a -4.1	15	4	4	1	27	27	7
-12.0 a -8.1	6	2	1	0	33	17	0
Σ	365	116	89	38	-	-	-

RR = lluvia caída en 24 horas en milímetros.

Tabla 22

Frecuencia absoluta y relativa de lluvia acumulada en el Observatorio Central de Buenos Aires durante las 24 horas siguientes al momento de tomarse ΔI .

ΔI	N	RR > 0	RR ≥ 1 mm	RR ≥ 10 mm	RR > 0	RR ≥ 1 mm	RR ≥ 10 mm
$\geq + 8.0$	10	3	3	1	30	30	10
+ 4.0 a + 7.9	79	29	22	10	37	28	13
0.0 a + 3.9	114	39	30	13	34	26	11
- 4.0 a - 0.1	90	28	21	10	31	23	11
- 8.0 a - 4.1	44	5	4	3	11	9	7
- 12.0 a - 8.1	18	9	6	1	50	33	6
< - 12.0	10	3	3	0	30	30	0
Σ	365	116	89	38	-	-	-

Tabla 23

Nivel de significancia en la relación de la DNOA con la lluvia en Villa Ortúzar

	$\bar{\delta I}$	$\bar{\delta I} / \sigma$	t	α	s	$\bar{\Delta I}$	$\bar{\Delta I} / \sigma$	t	α	s
RR 0	1.3	0.27	2.89	0.01	P	0.5	0.09	0.96	-	I
RR 1mm	1.8	0.38	3.56	0.01	P	0.5	0.09	0.84	-	I
RR 10mm	3.0	0.64	3.89	0.01	P	1.5	0.28	1.70	0.10	(P)

Para el significado de las columnas ver Tabla 20

Interesante es notar que no hay relación significativa de la lluvia en Buenos Aires con la variación interdiurna ΔI previa de la DNOA, excepto quizás las lluvias de 10 mm y más, cuya asociación positiva puede defenderse con un nivel de significación del 10%.

4. Conclusiones del Capítulo III

La intensidad de la DNOA tiene estrecha relación con muchos fenómenos meteorológicos que se desarrollan en el Centro y Norte de la Argentina, por lo que se trata de un parámetro aprovechable para diversos aspectos del pronóstico.

No existe una vinculación directa entre la intensidad de la DNOA y la ciclogénesis en el área situada al este de la misma. -

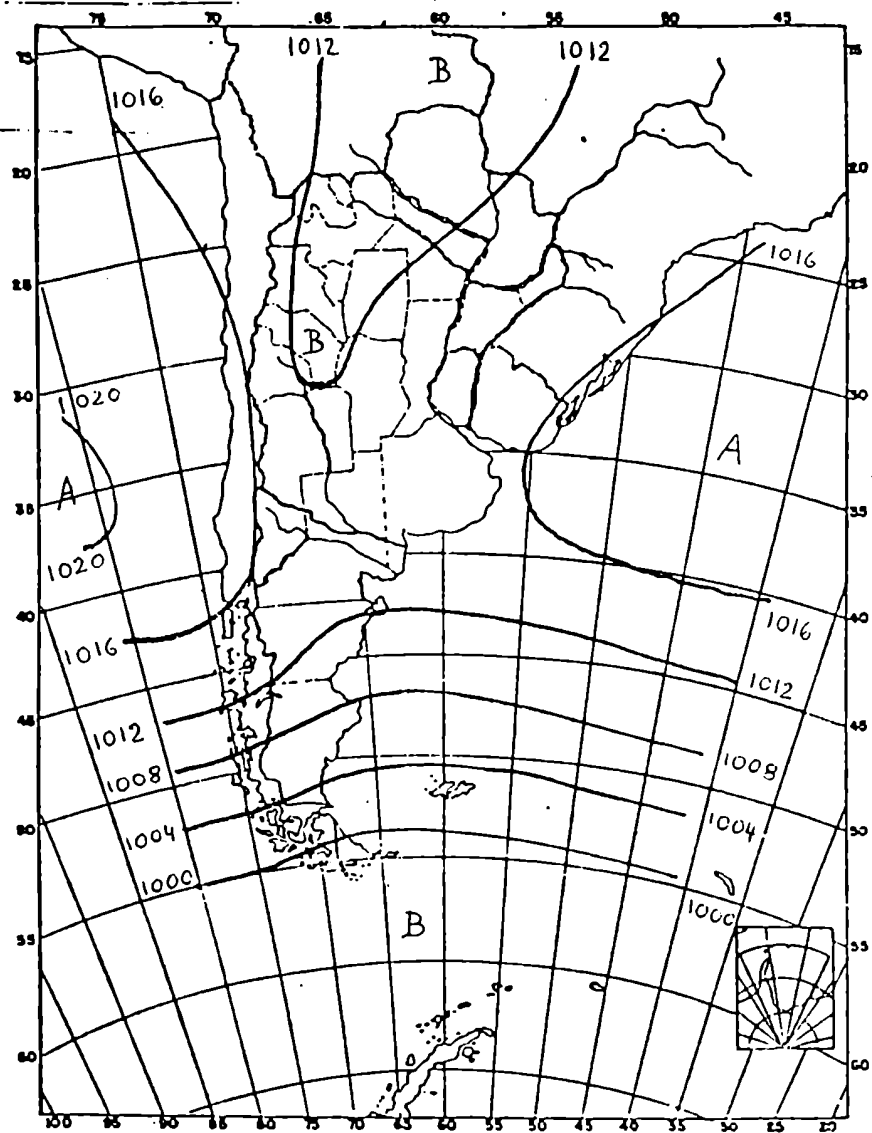


Figura 1

Presión media reducida al nivel del mar - año

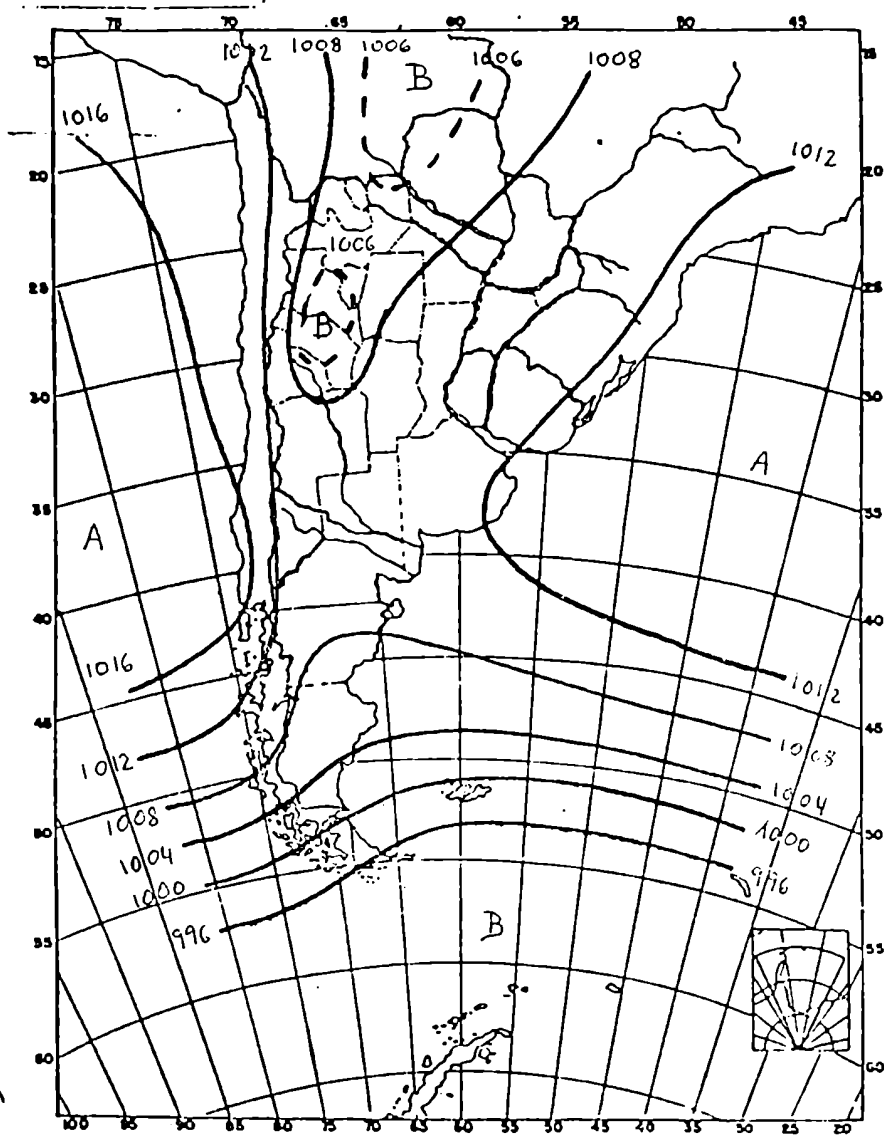


Figura 2

Presión media reducida al nivel del mar , enero

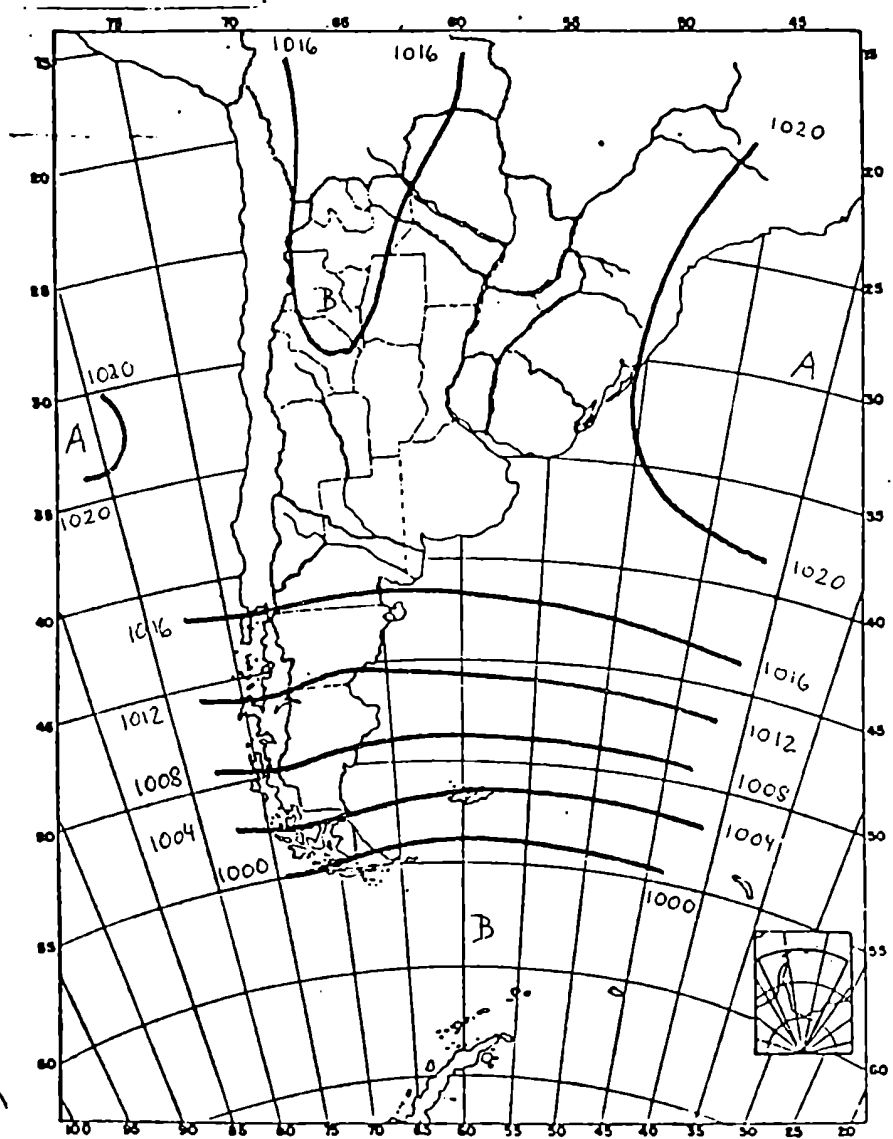


Figura 3

Presión media reducida al nivel del mar, julio

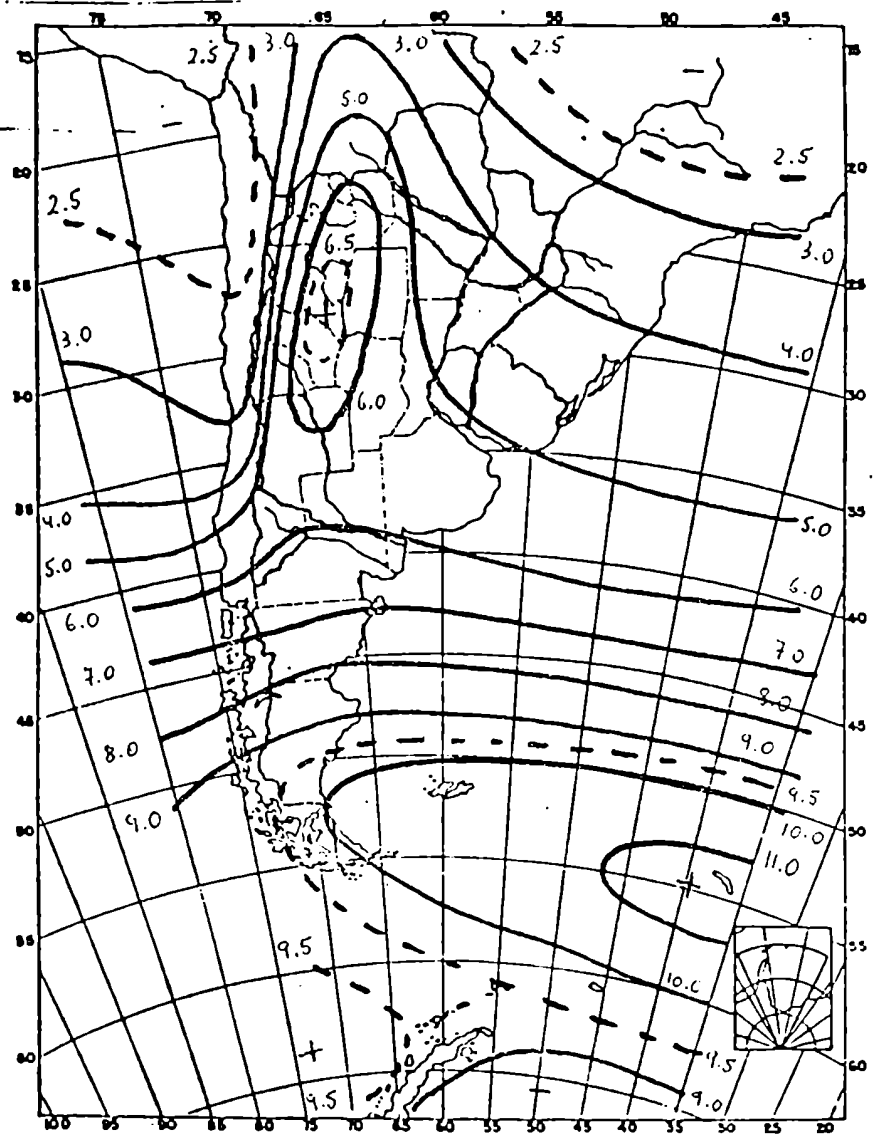


Figura 4

Variabilidad interdiurna de la
presión $\sqrt{s_p^2}$, de (23)

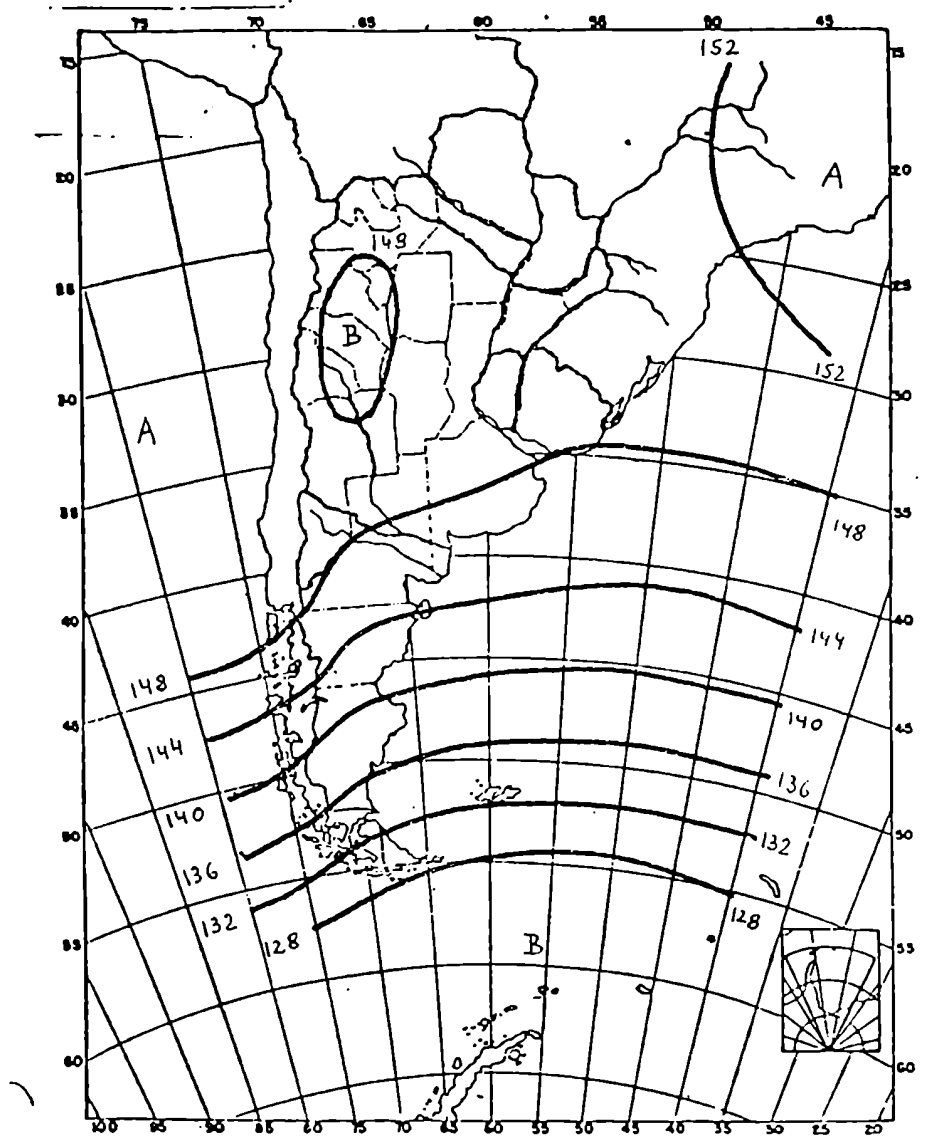


Figura 5

850 mb, encro

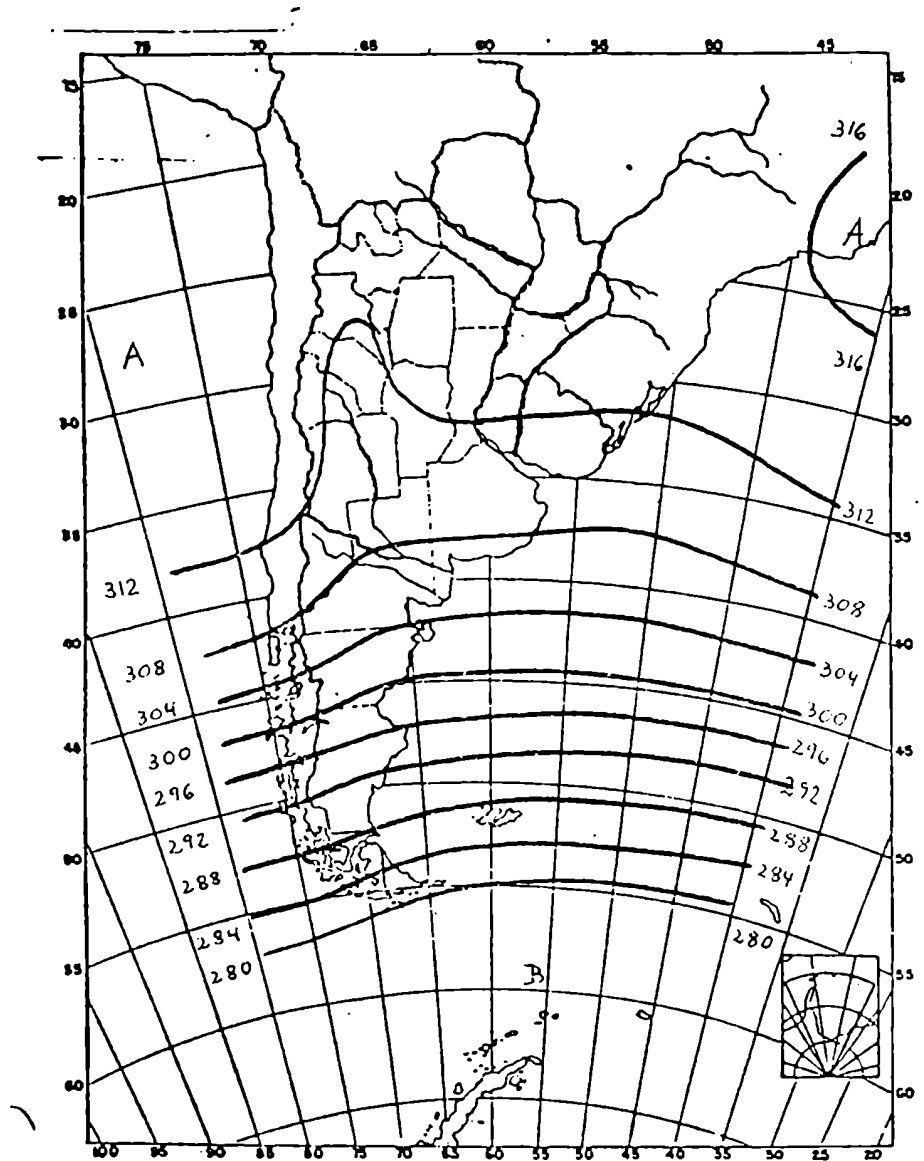


Figura 6

700 mb, enero

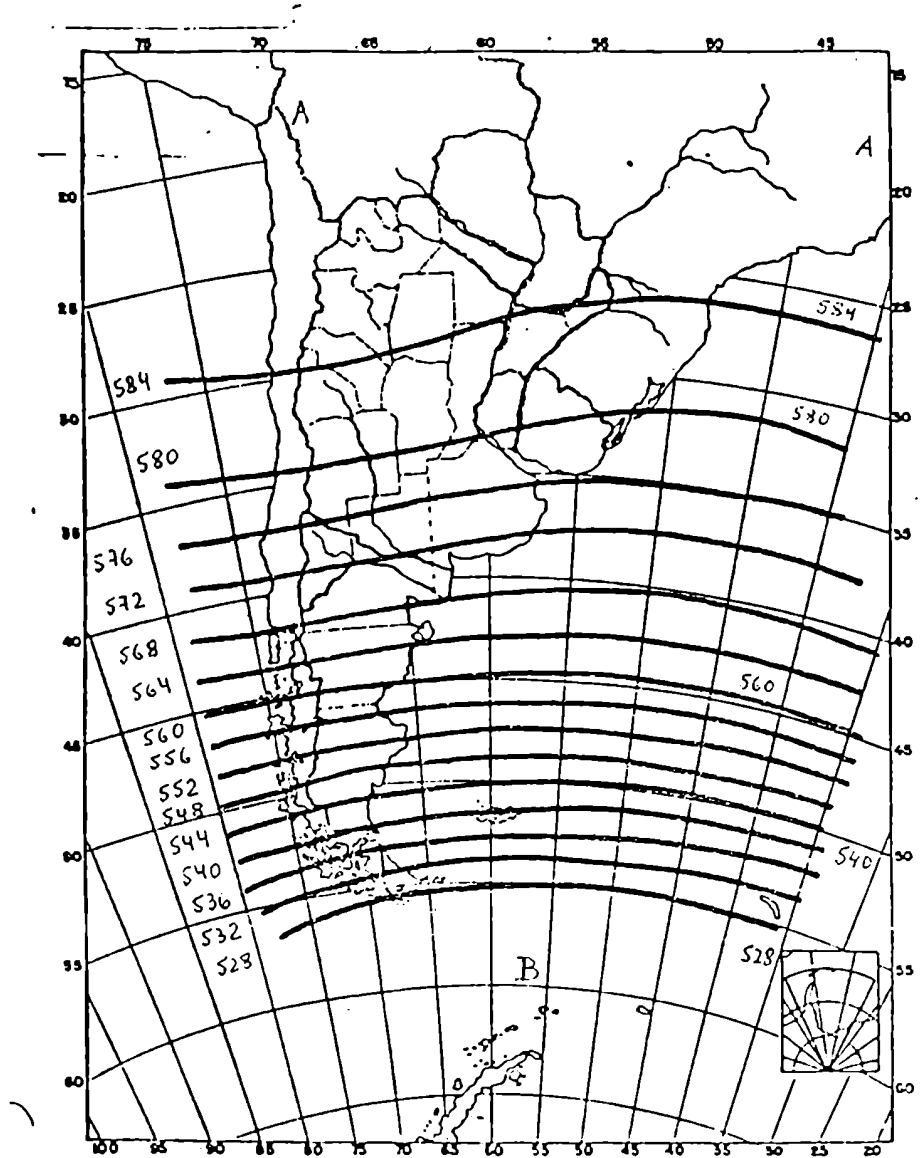


Figura 7

500 mb, enero

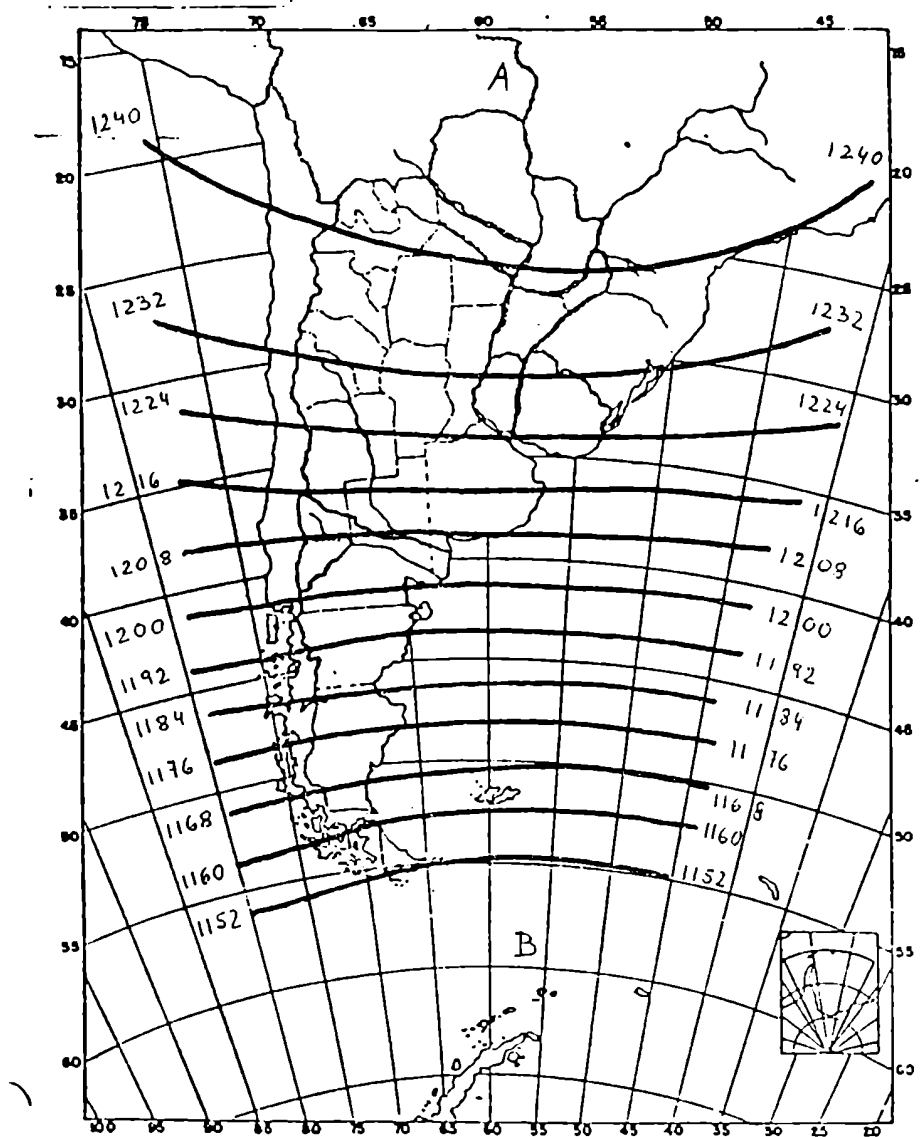


Figura 8
200 mb, enero

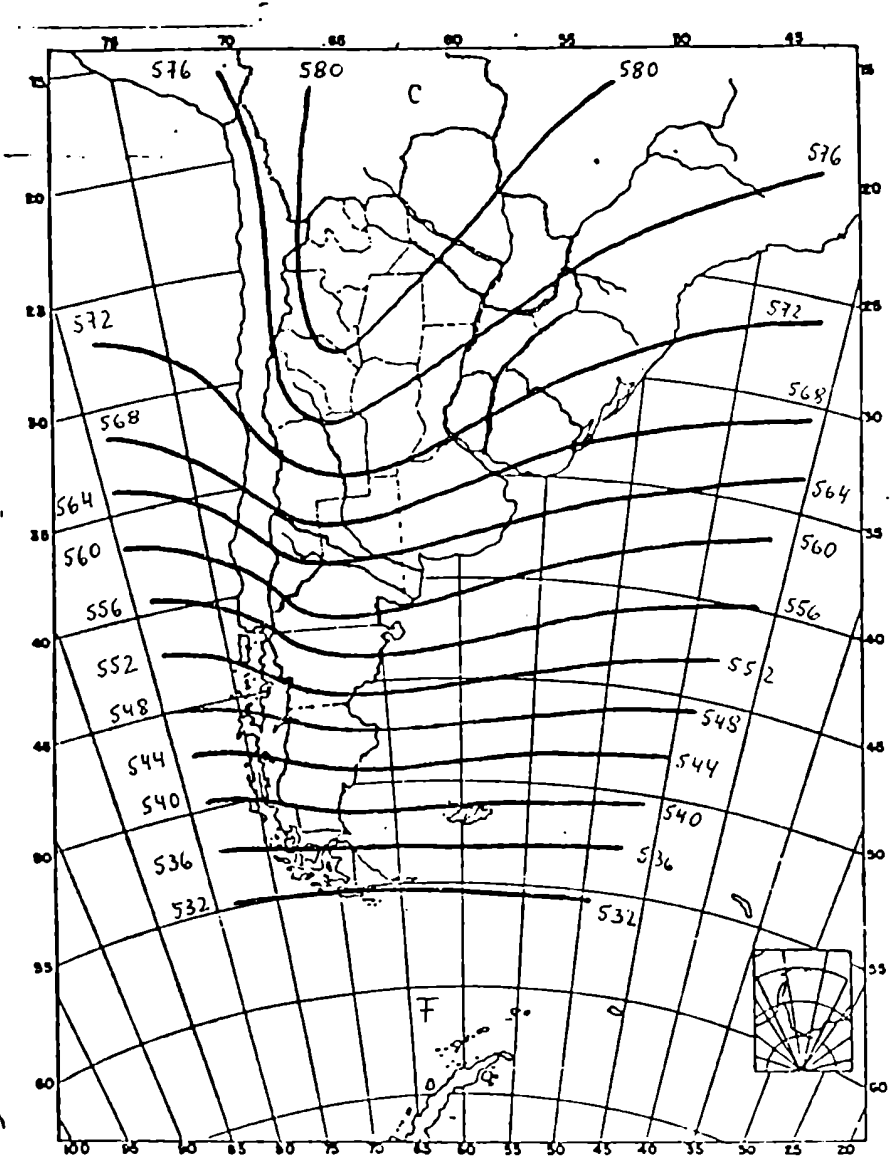


Figura 9

500/1000 mb, enero

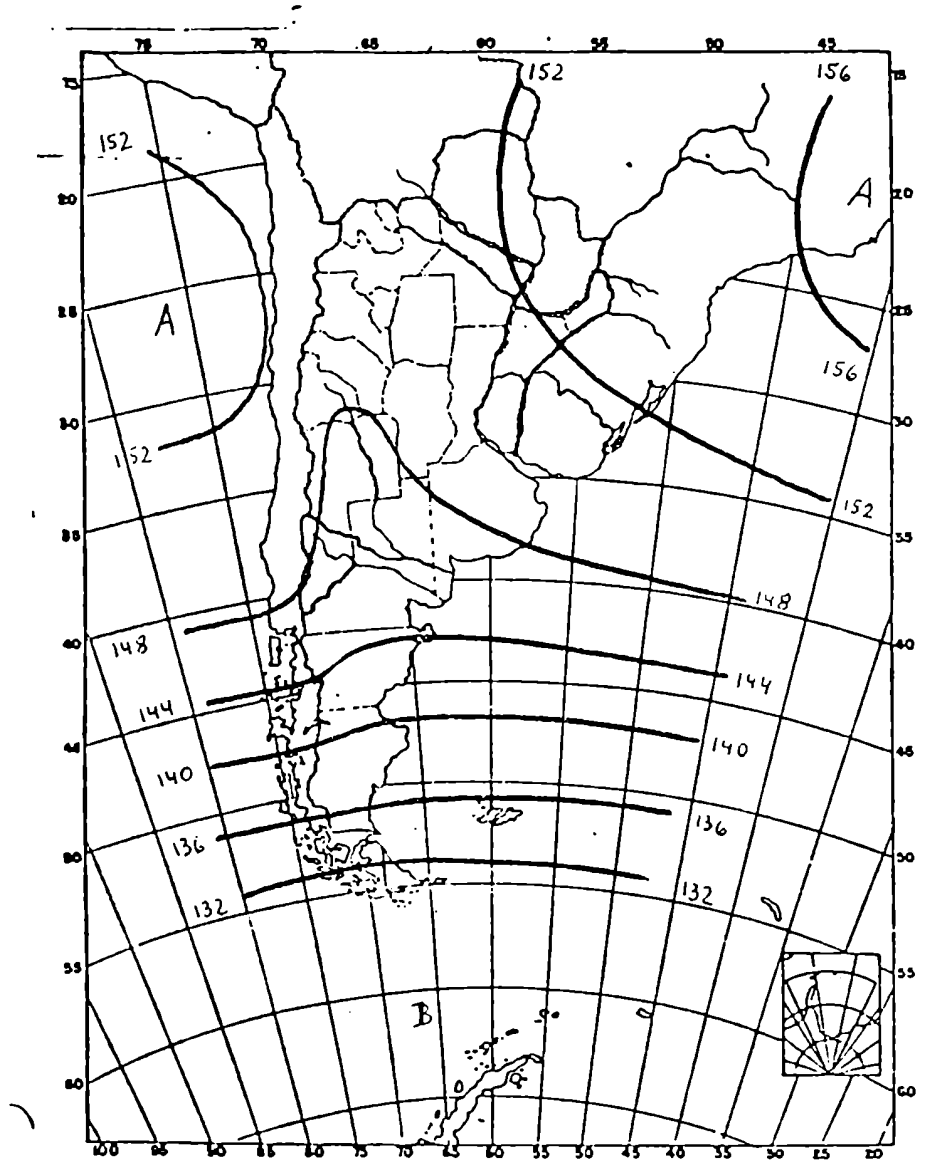


Figura 10
850 mb, julio

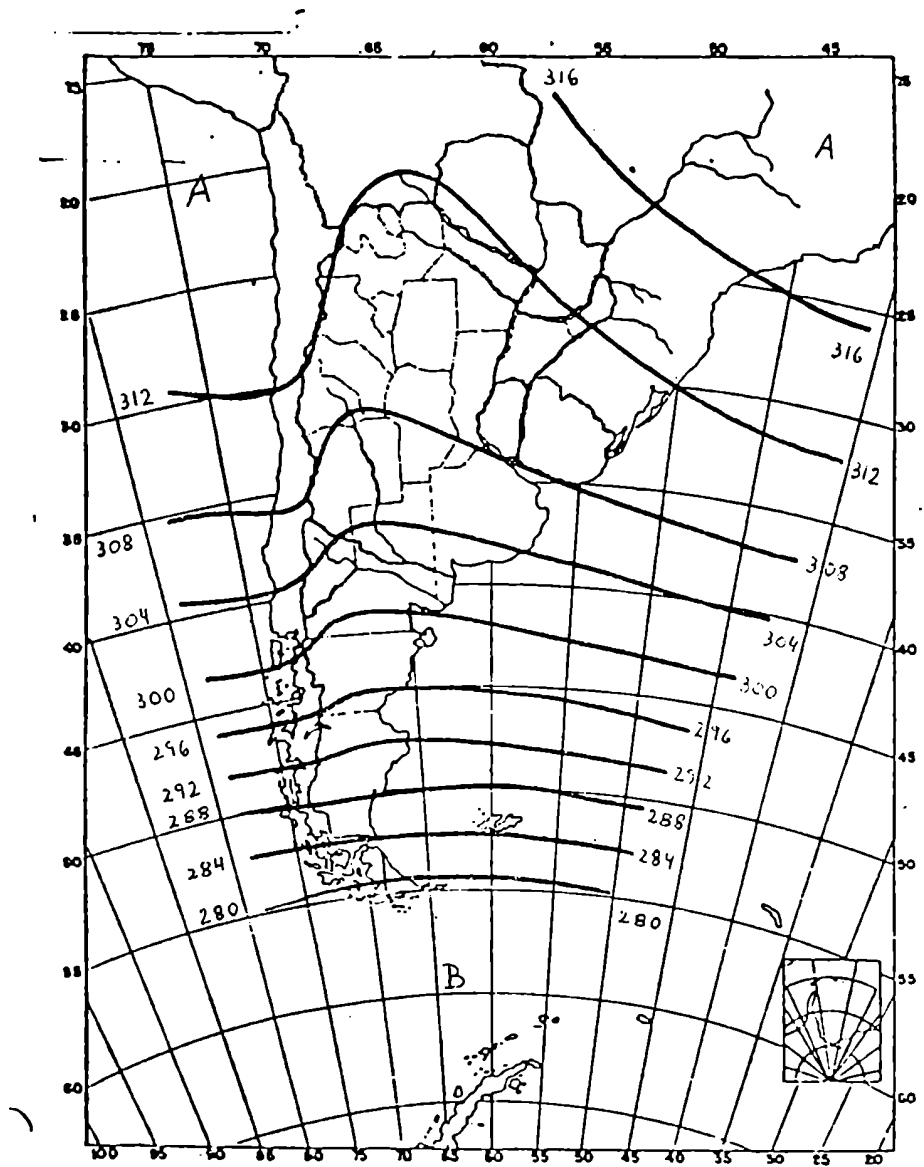


Figura 11
700 mb, julio

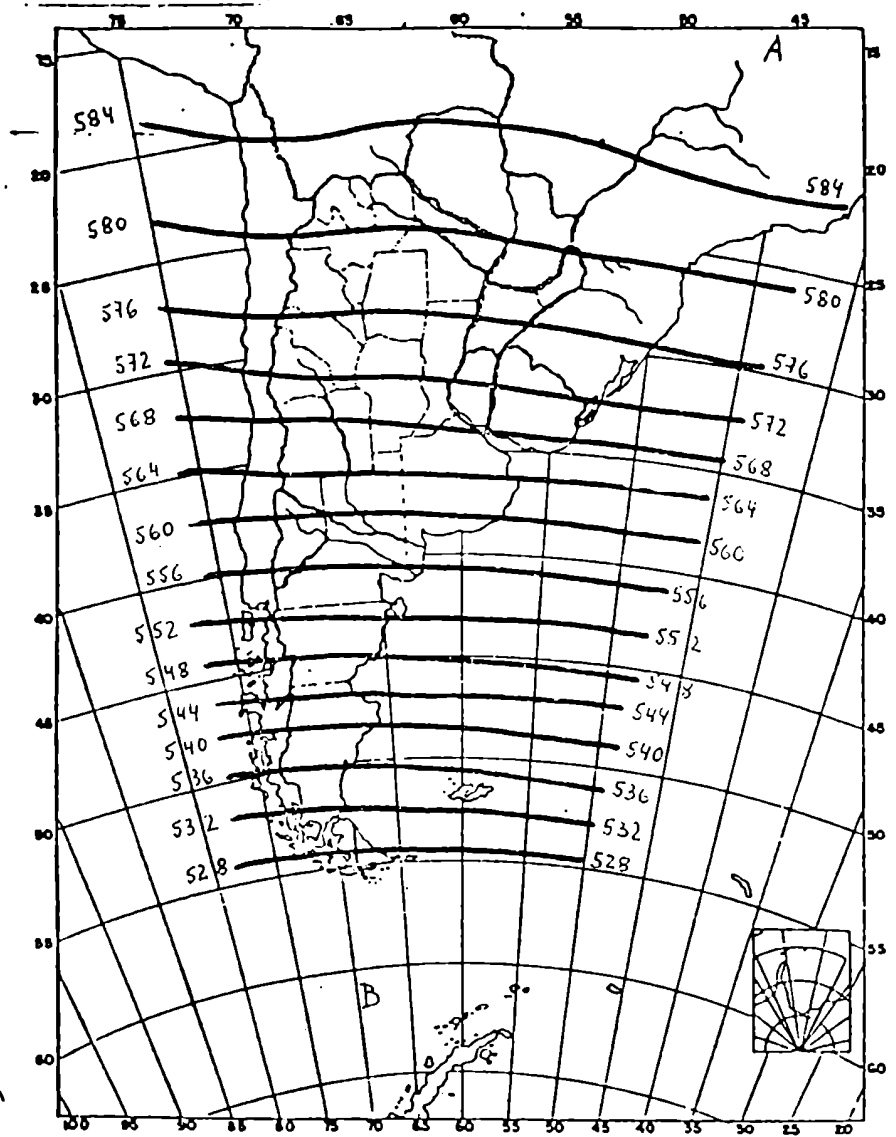


Figura 12
500 mb, julio

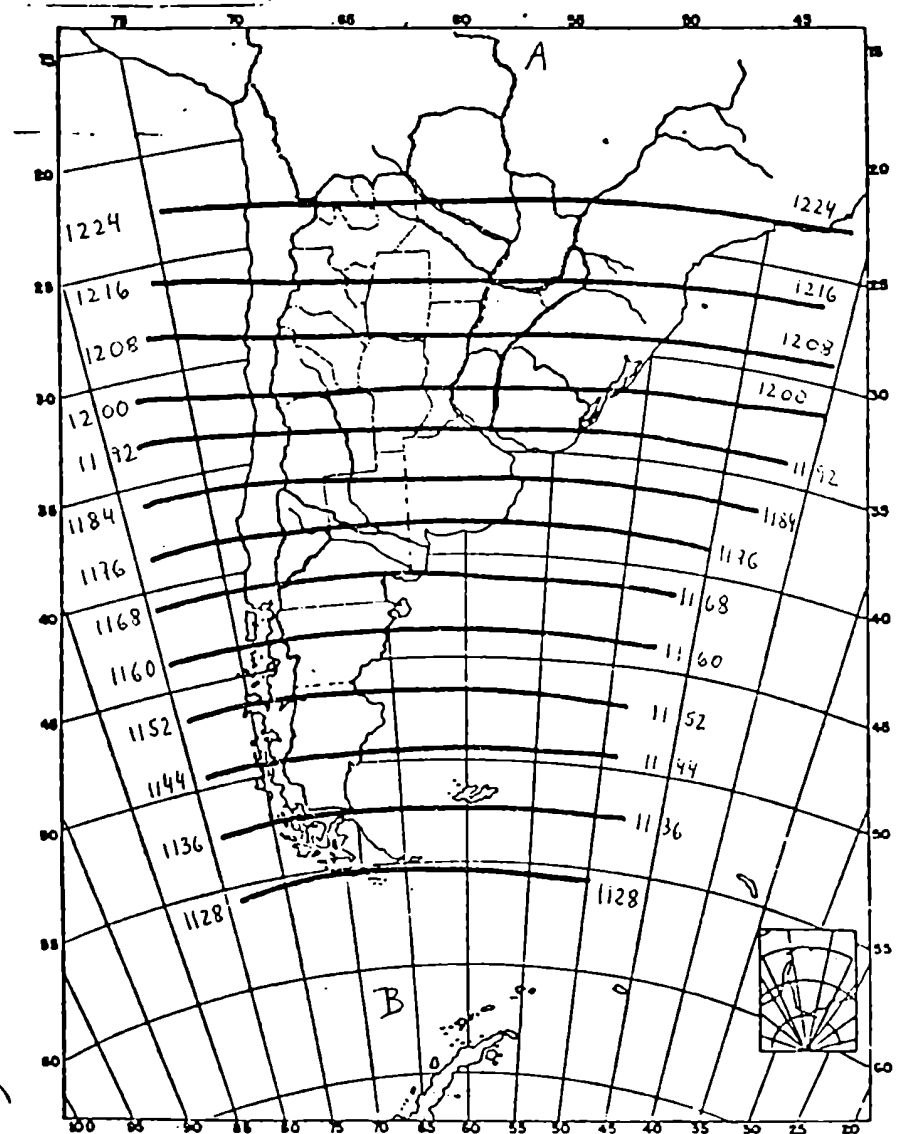


Figura 13

200 mb, julio

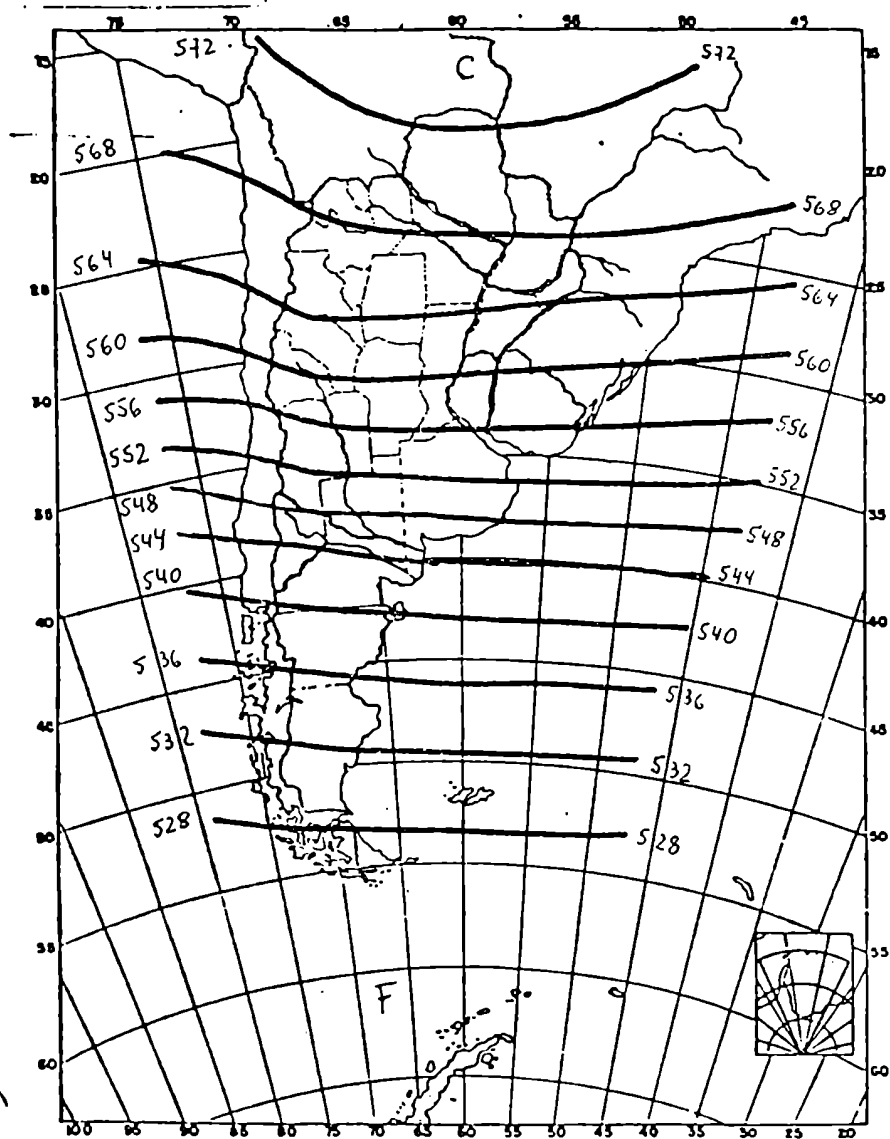


Figura 14

500/1000 mb, julio

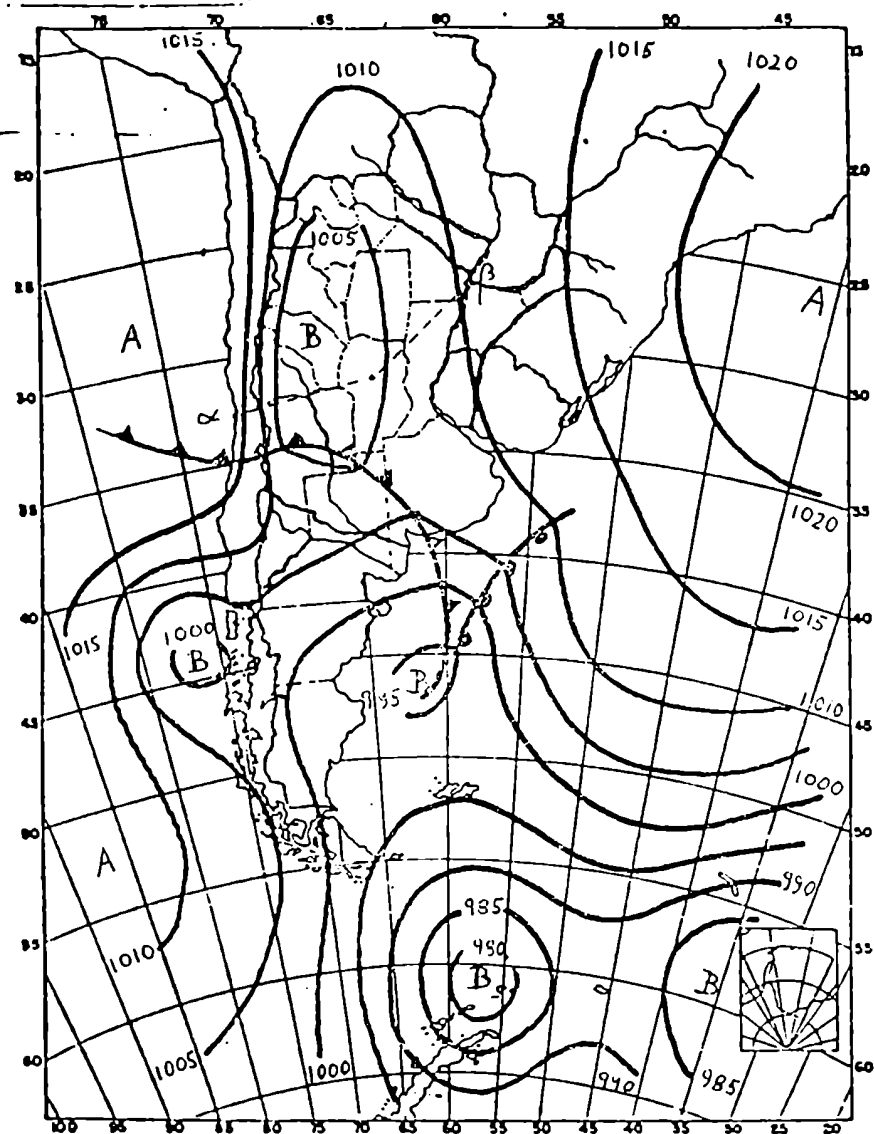


Figura 15

Situación sinóptica

8 de setiembre de 1977, 12 TMG

α - - - β : traza de los cortes verticales

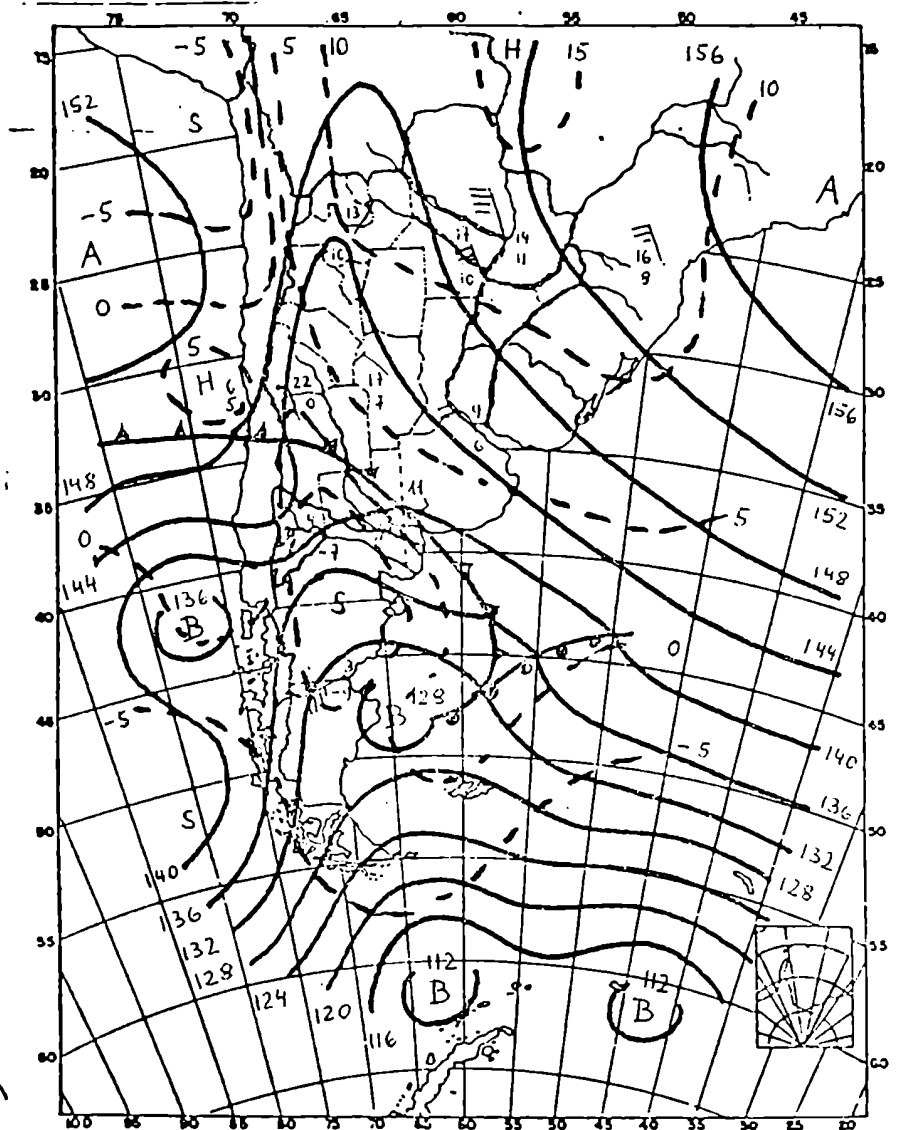


Figura 16

850 mb, 8 - 9 - 77, 12 TMG

— : isohipsas

- - - - : isolíneas de punto de rocío

S: seco, H: húmedo

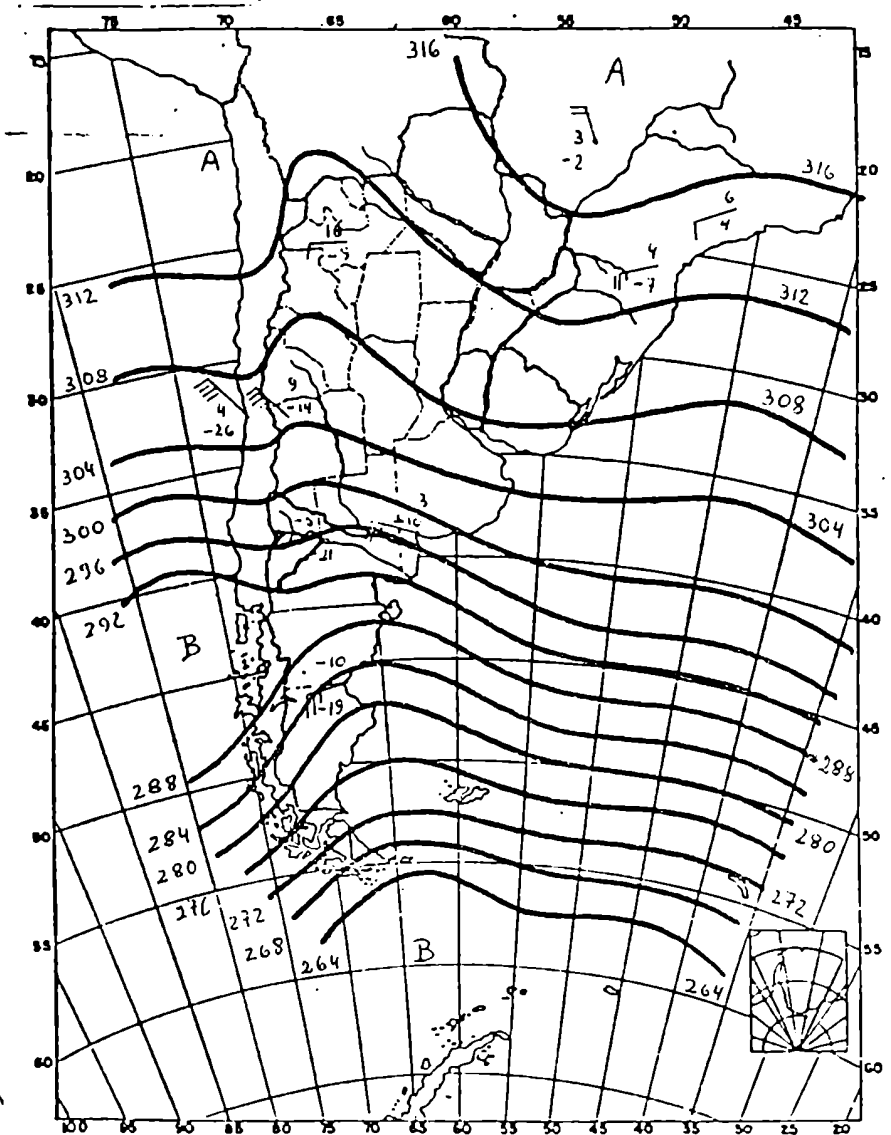


Figura 17

700 mb, 8 - 9 - 77, 12 TMG

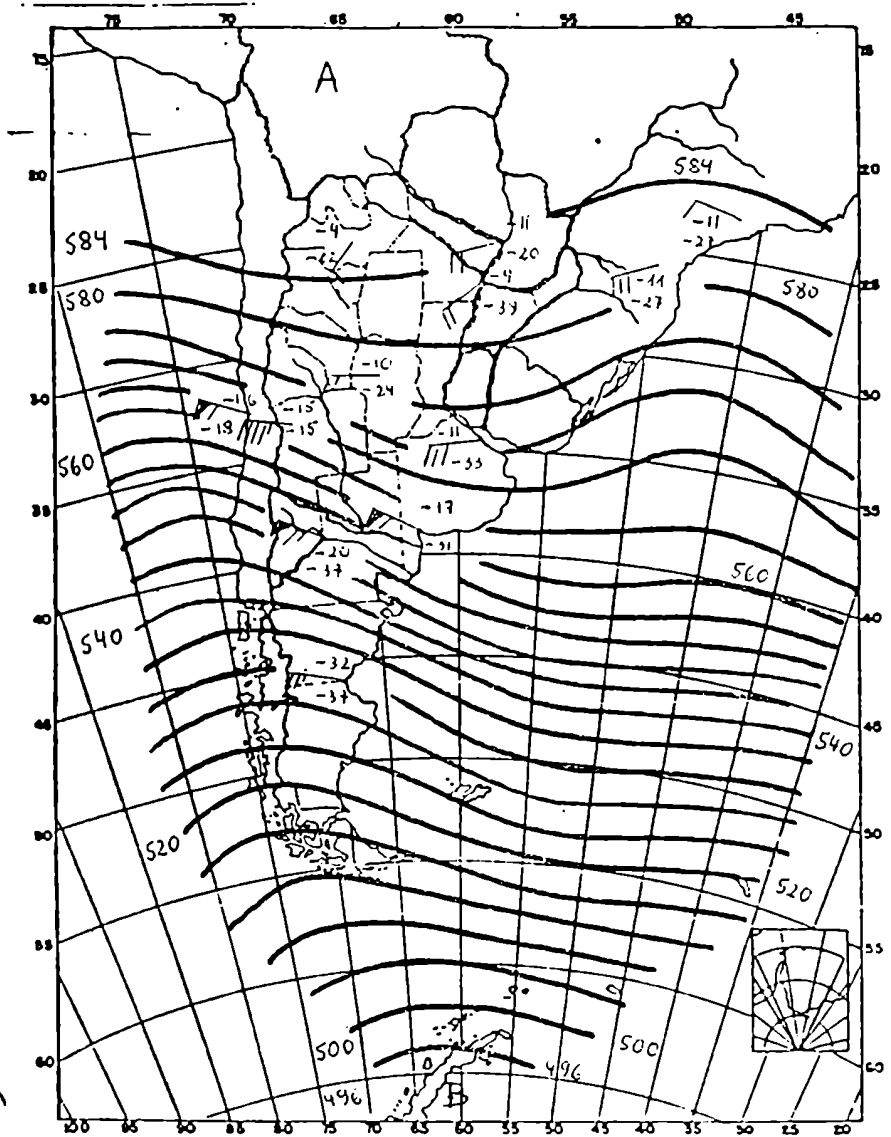


Figura 18

500 mb, 8 - 9 - 77, 12 TMG

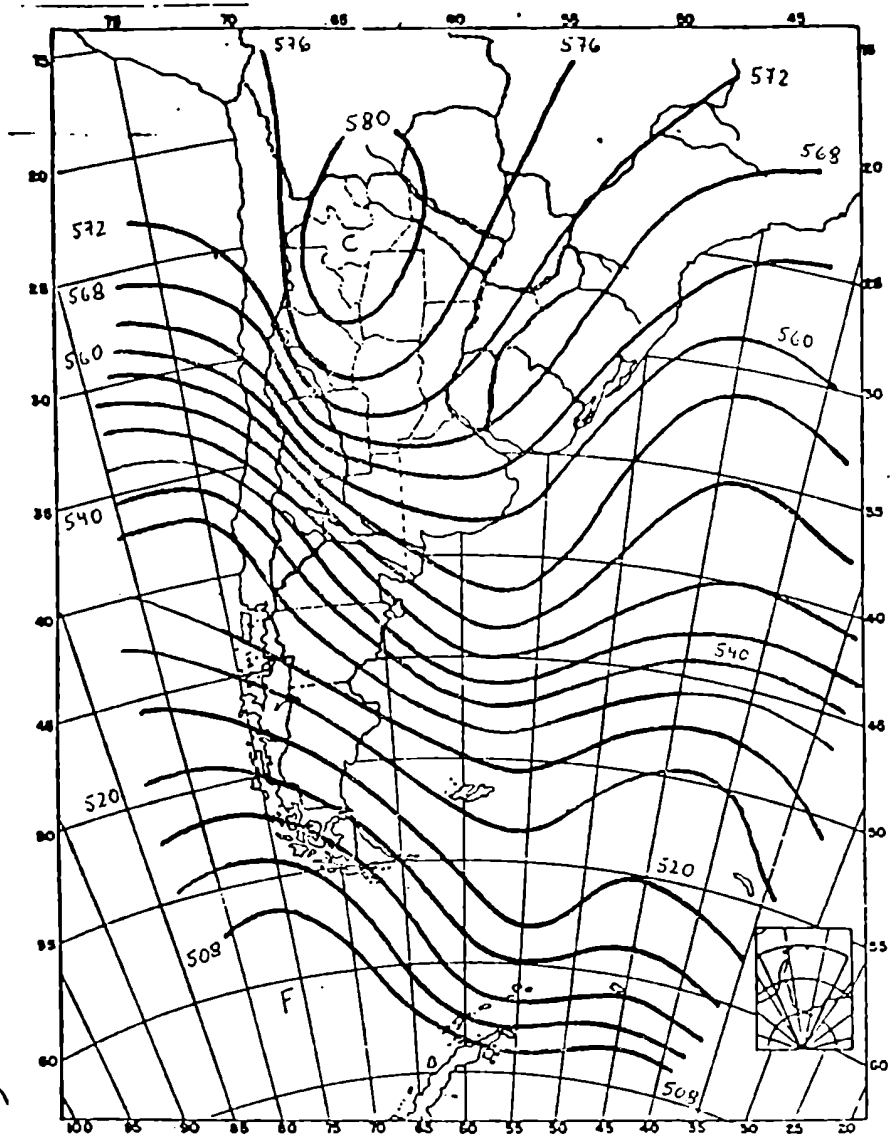


Figura 19

Espesor 500/1000 mb

8 - 9 - 77, 12 TMG

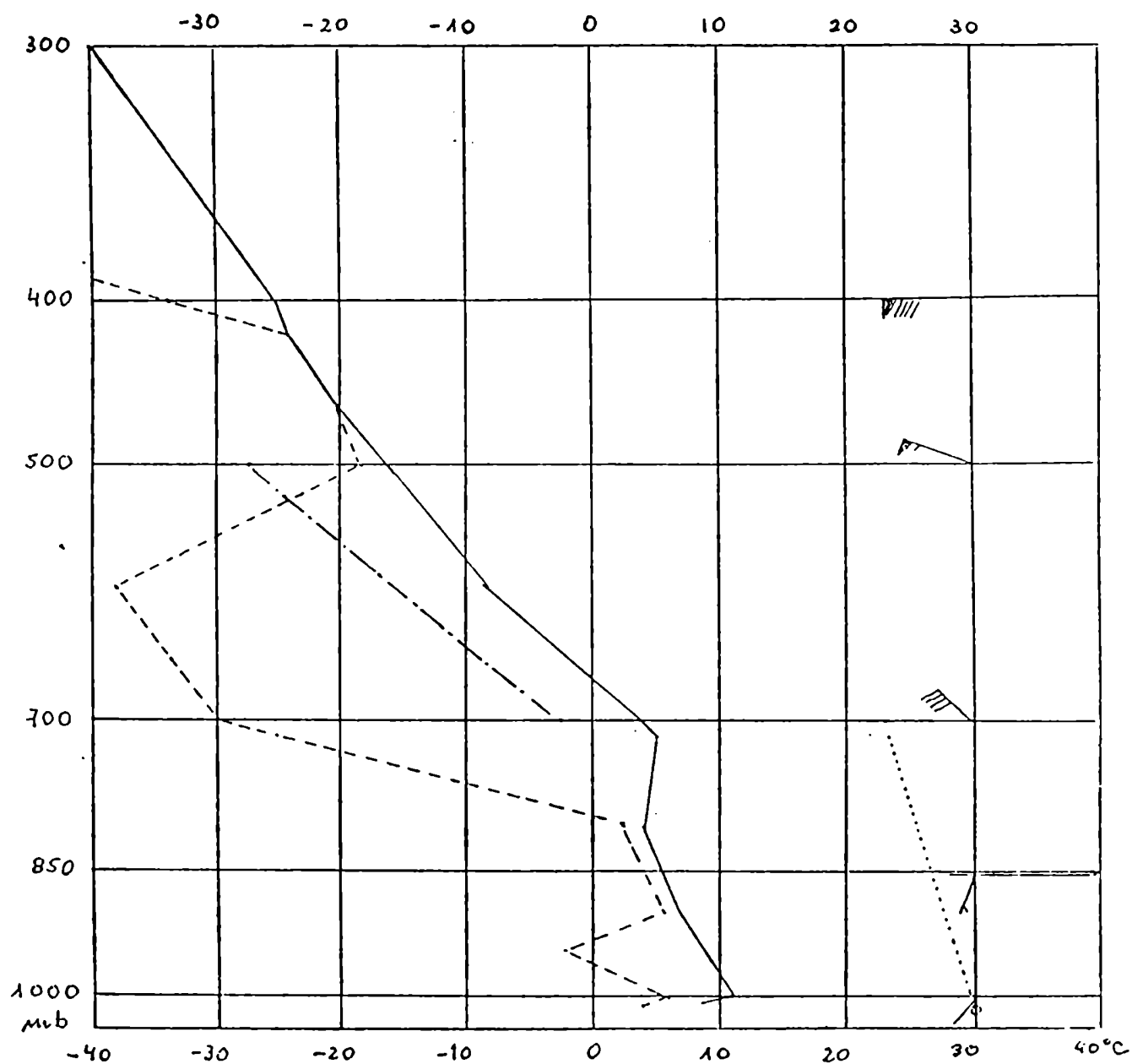


Figura 20

Radiosondeo de Quintero

8 - 9' - 77, 12 TMG

— : temperatura, - - - - : punto de rocío
 : relación de mezcla constante;
 - . - . - : adiabática seca.

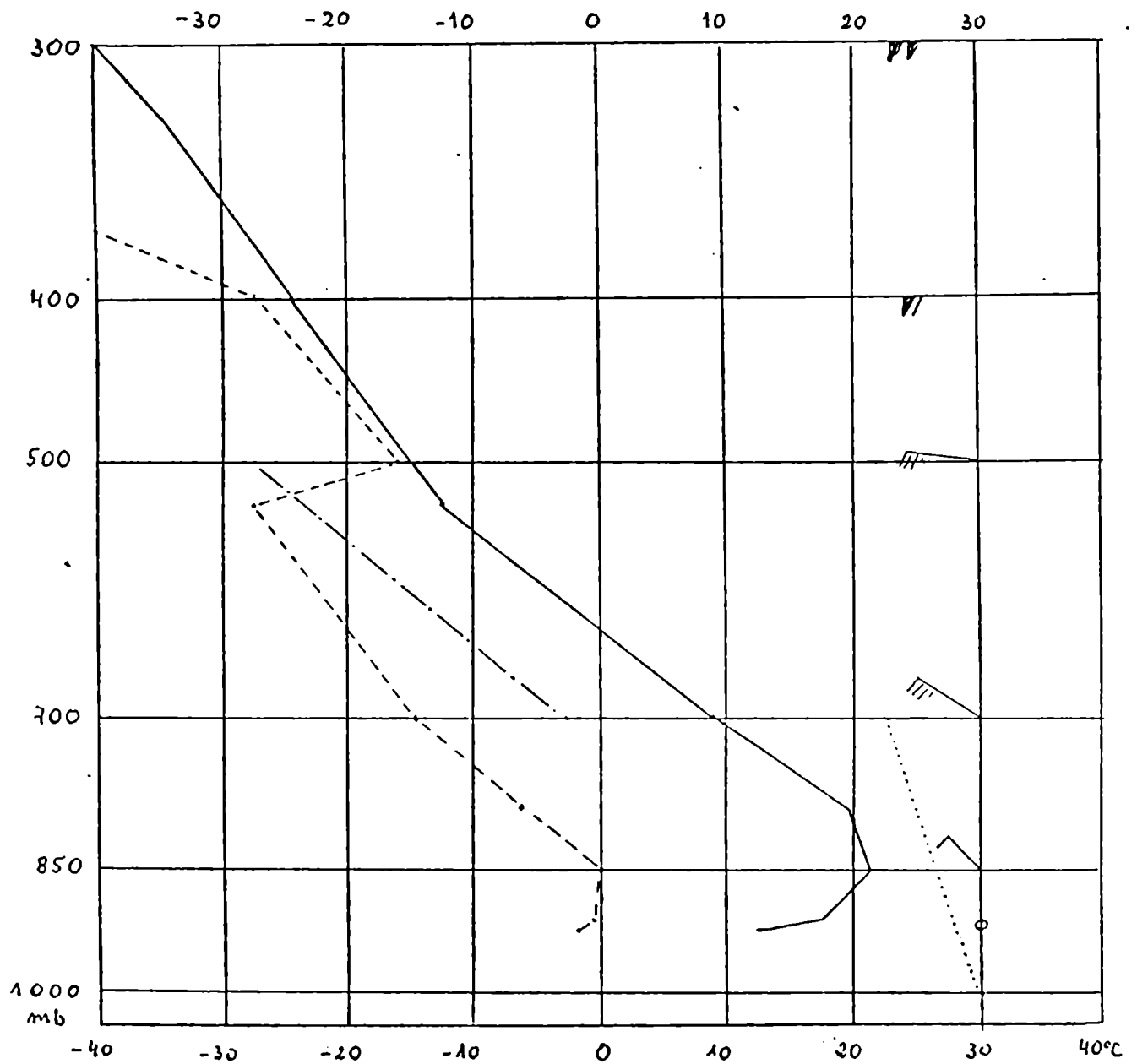


Figura 21
Idem Fig. 20, Mendoza

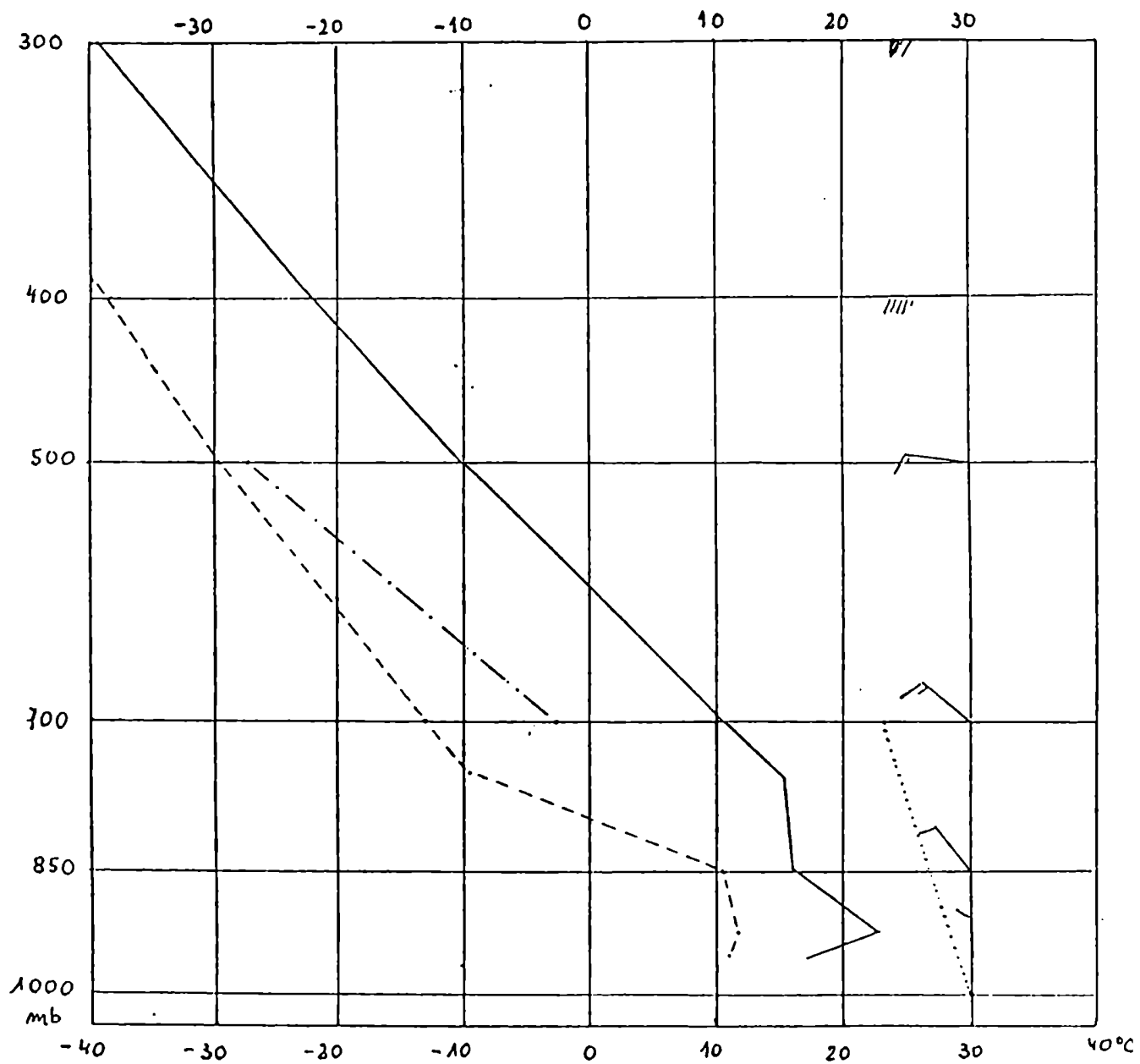


Figura 22
Idem Fig. 20, Córdoba

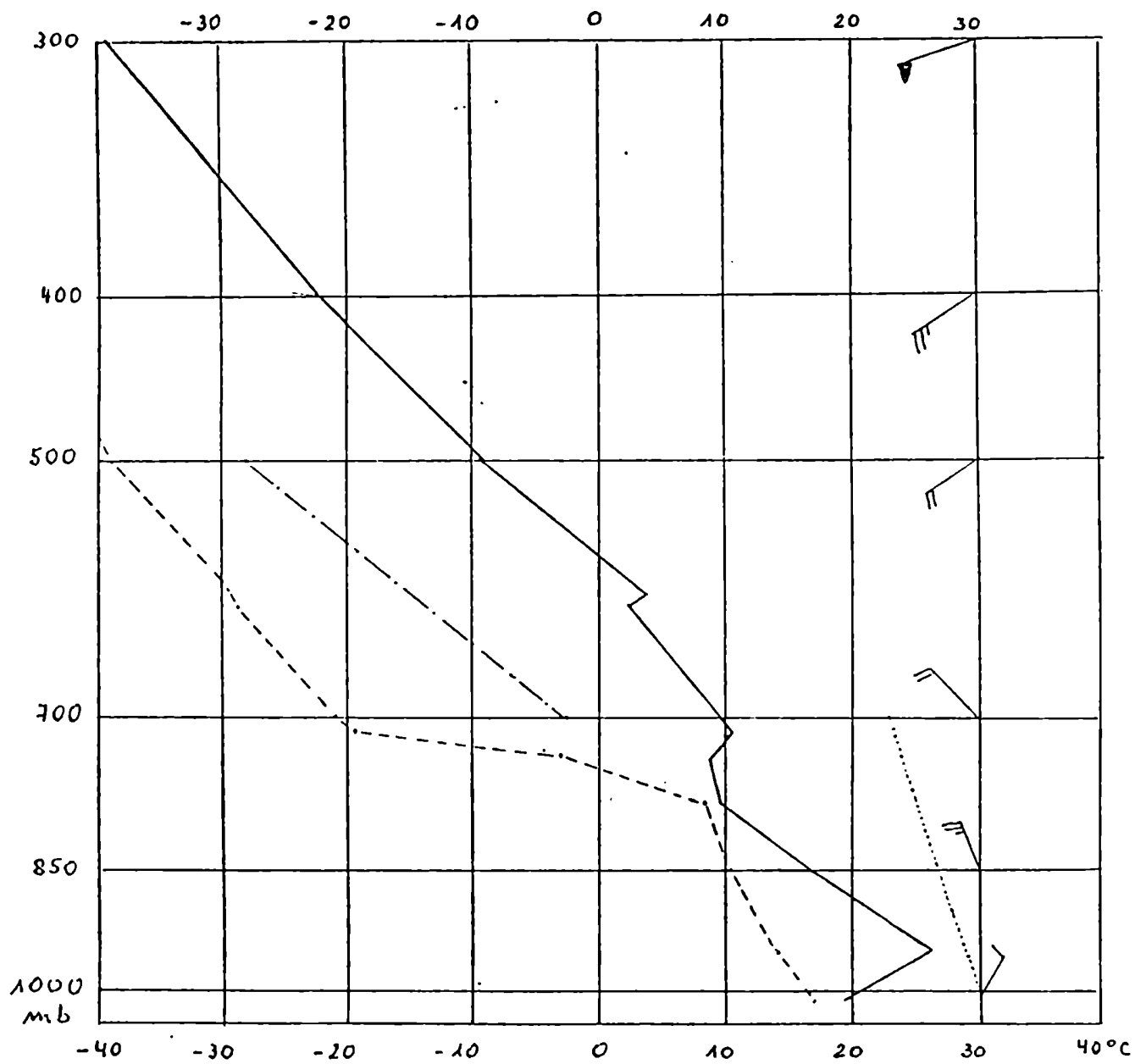


Figura 23

Idem Fig. 20, Resistencia

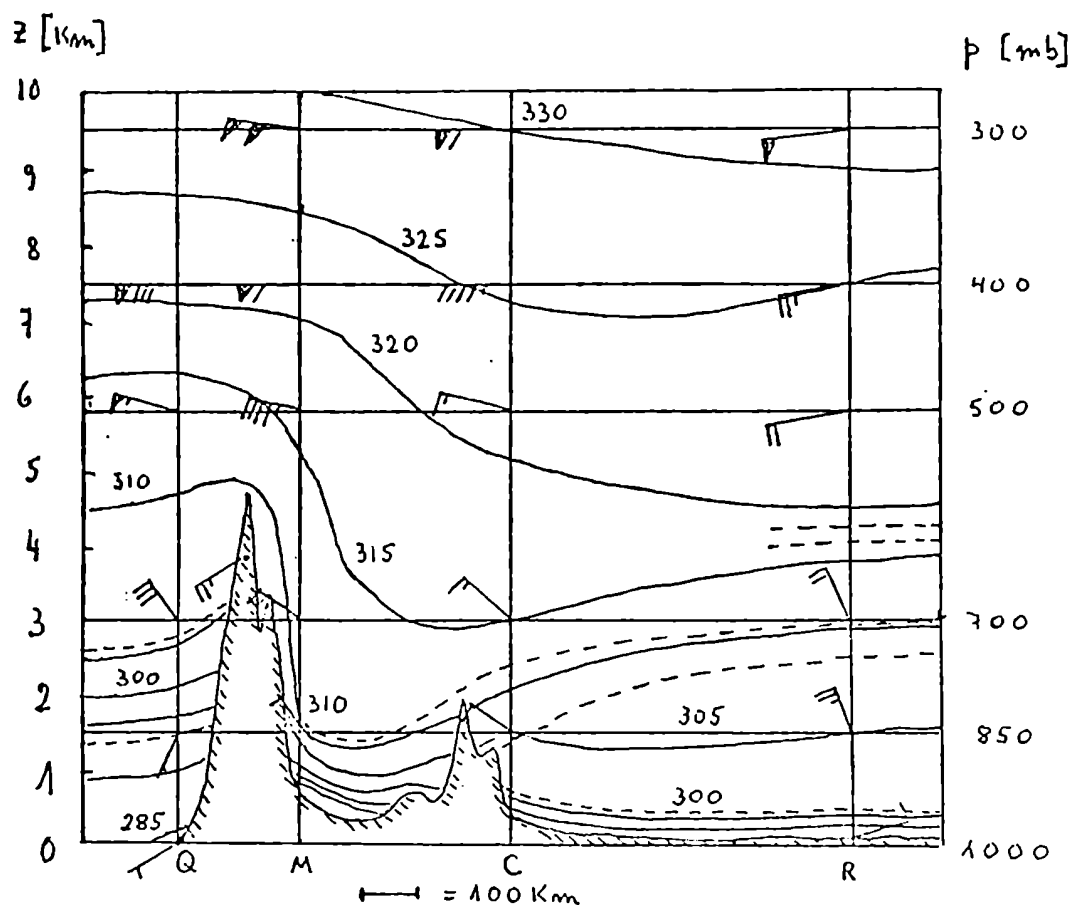


Figura 24

Corte Vertical del 8 de setiembre de 1977 a las 12 TMG

Temperatura potencial en °Abs.

===== : inversiones, capas estables

Q : Quintero, M: Mendoza, C: Córdoba, R: Resistencia

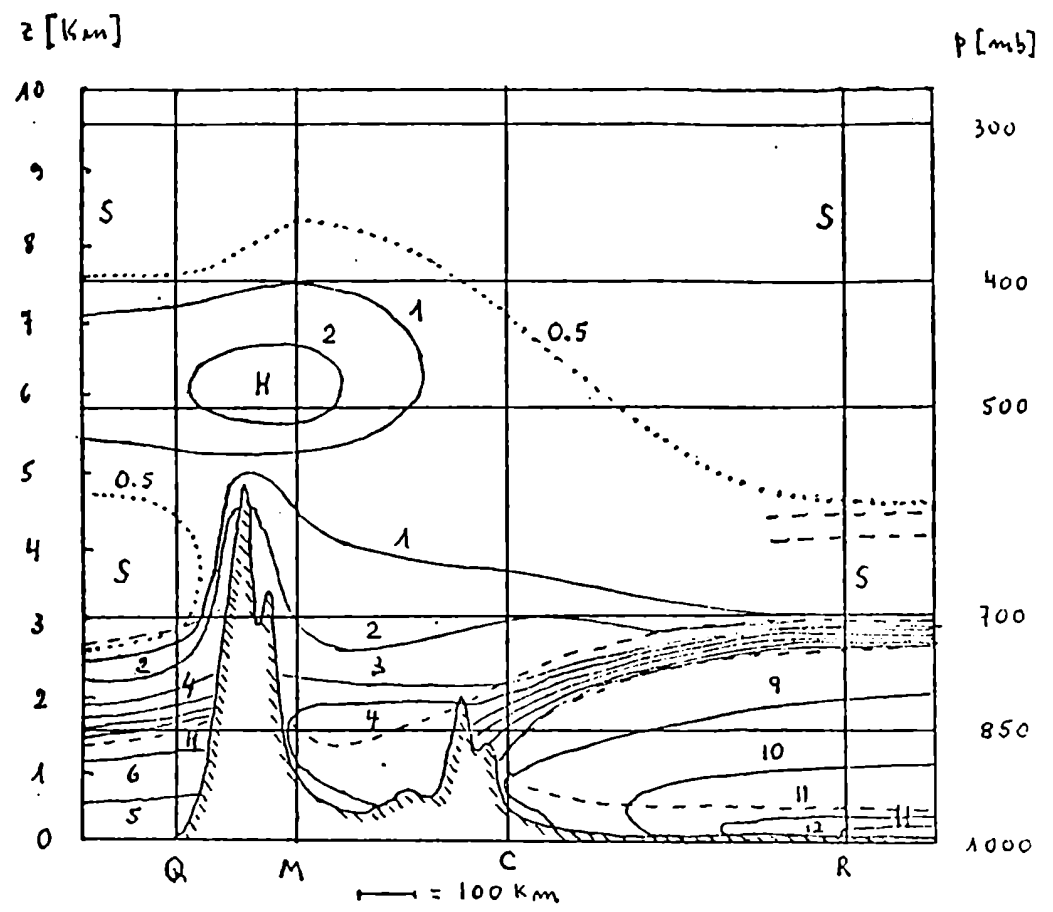


Figura 25

Idem figura 24
 Relación de mezcla en gr/Kg
 H : húmedo; S : seco

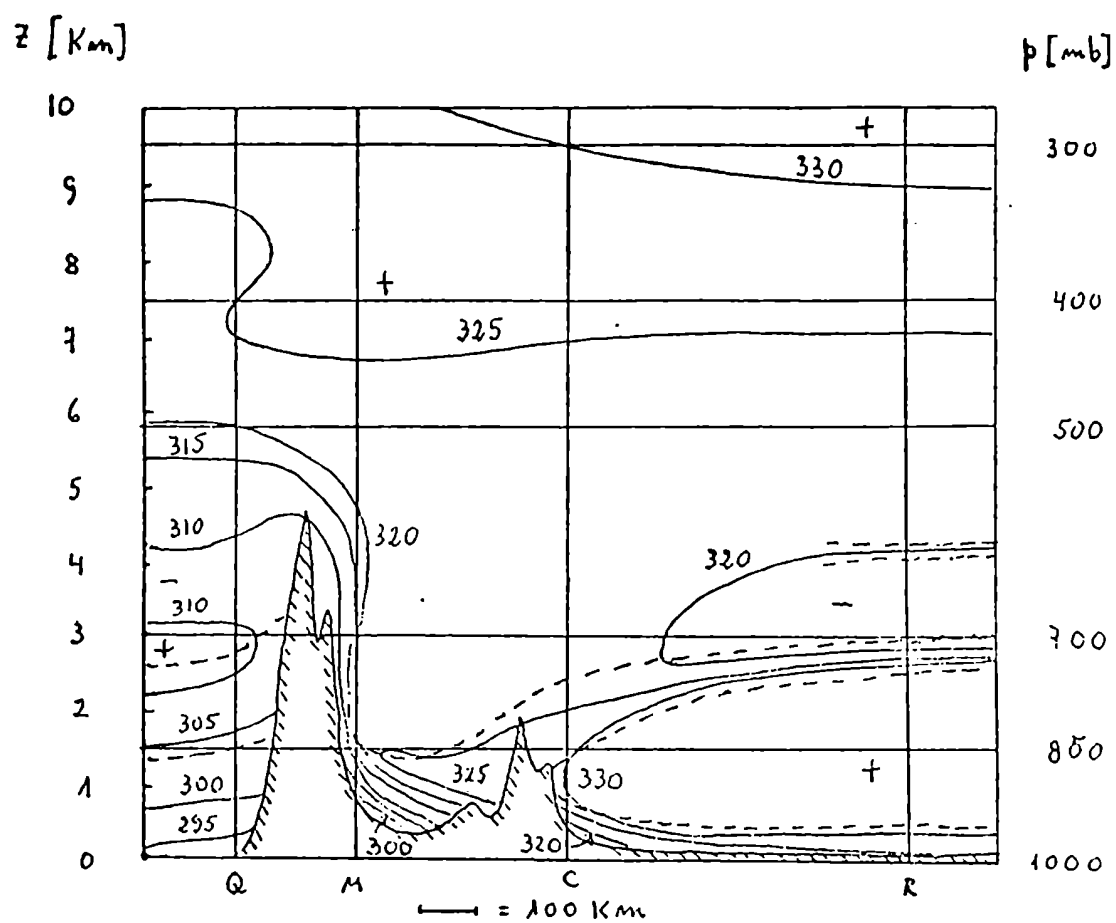


Figura 26
Temperatura potencial equivalente en $^{\circ}\text{Abs}$

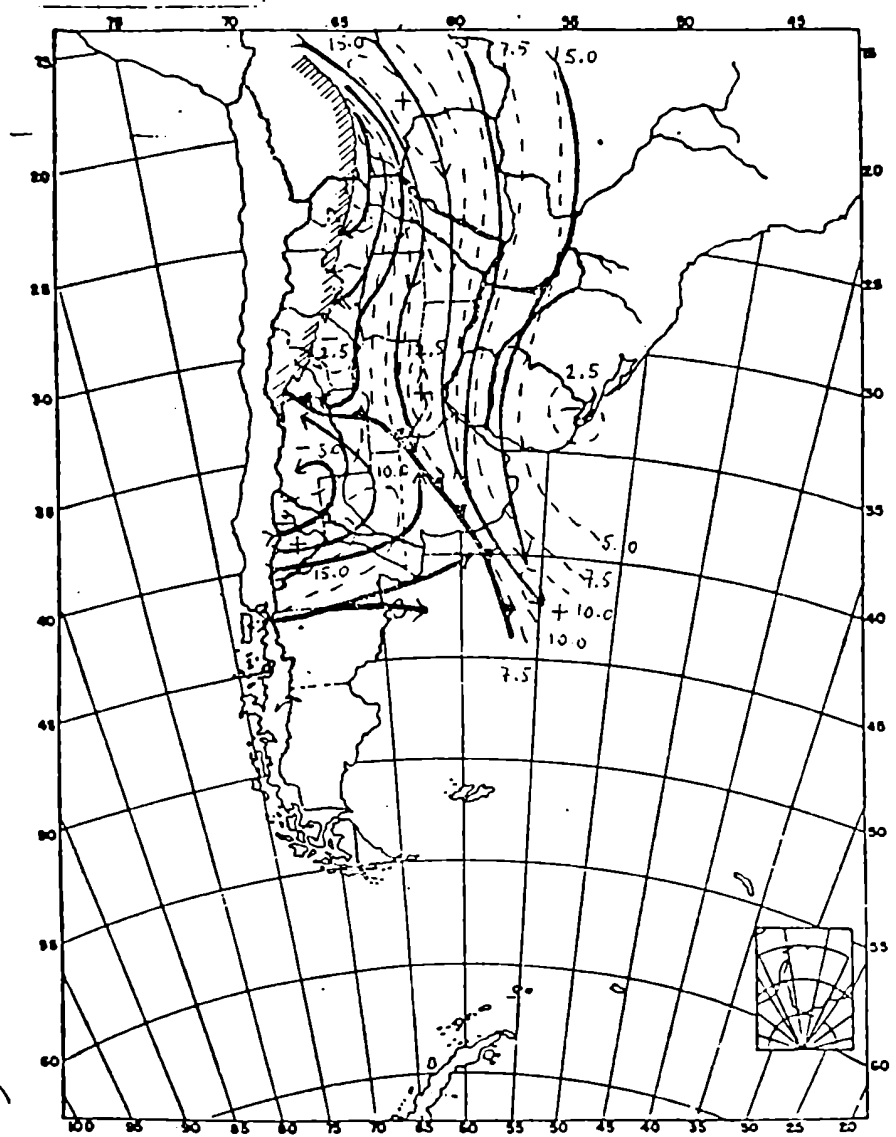


Figura 27

Campo de movimiento en superficie
8 de setiembre de 1977, 18 TMG

- : líneas de corriente,
- - - : isotacas en ms^{-1} ,
- + : centro de máxima velocidad
- : centro de mínima velocidad

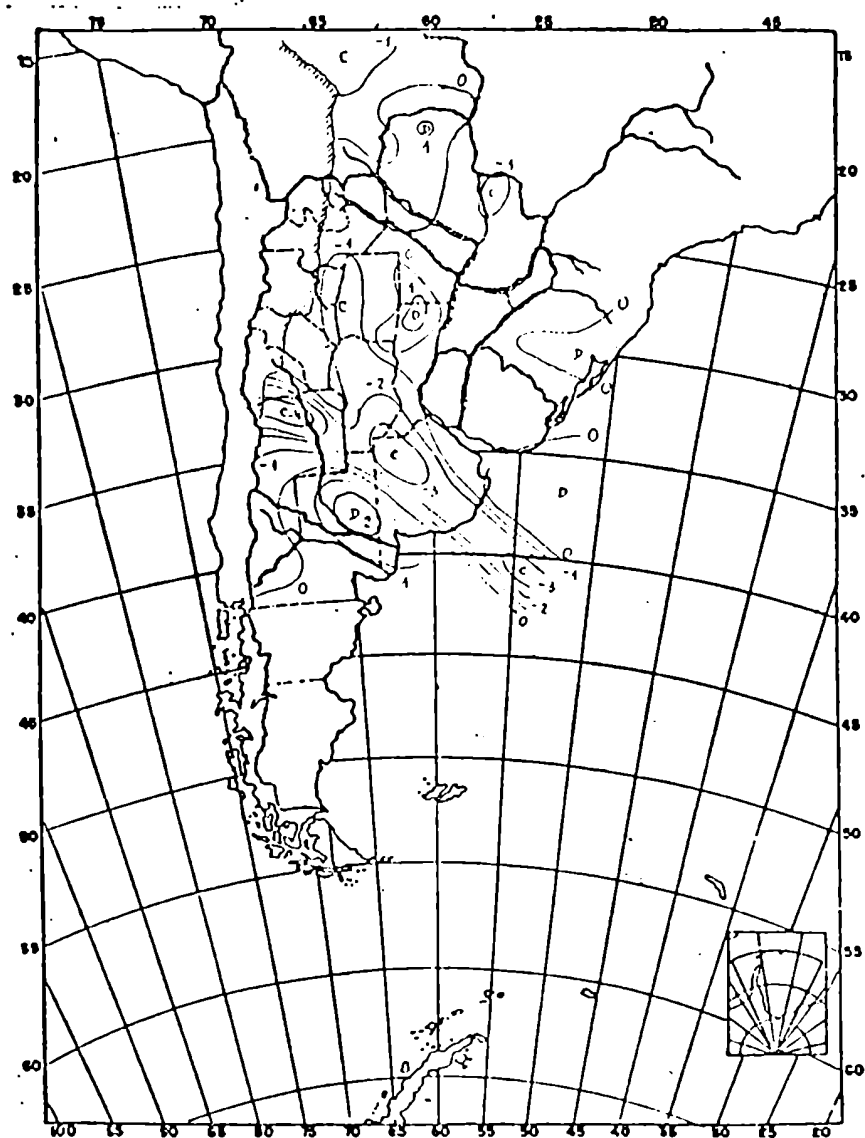


Figura 28

Divergencia en superficie en 10^{-5} s^{-1}
 8 de setiembre de 1977, 18 TMG
 D : divergencia, C : convergencia

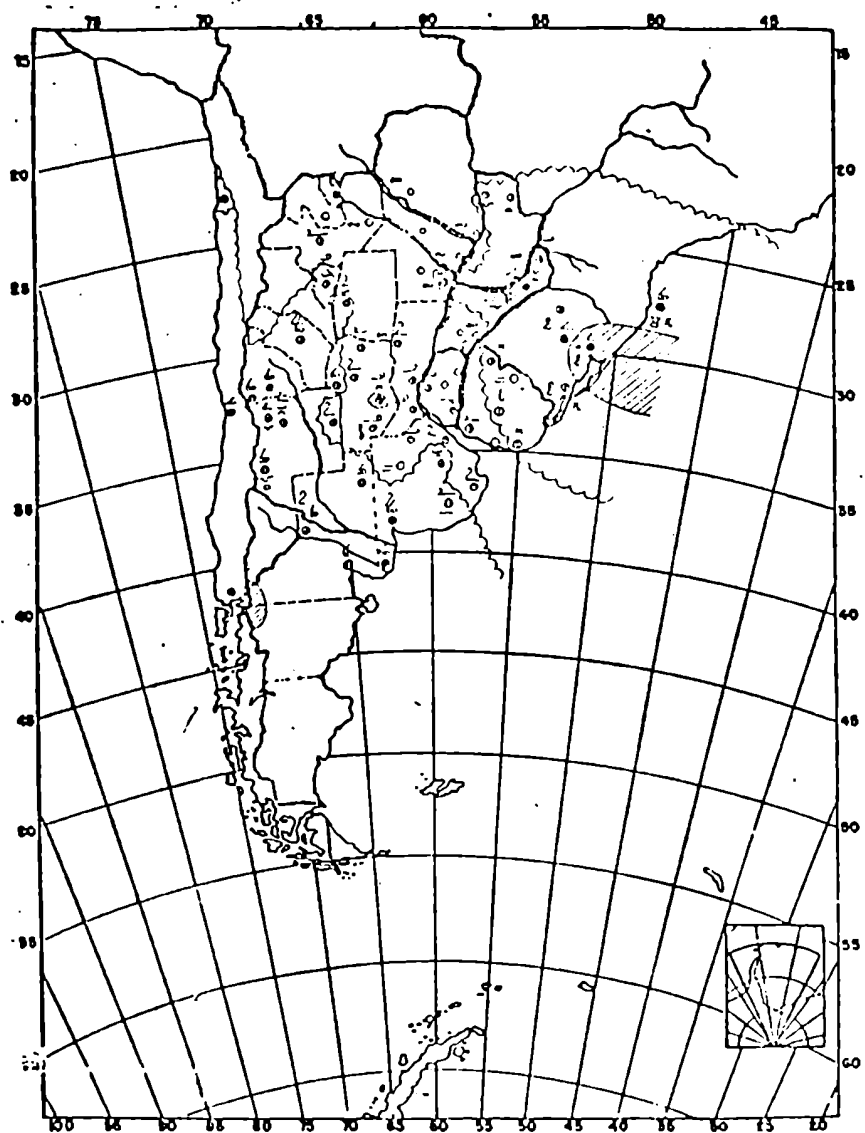


Figura 29

Nubosidad , 8 - 9 - 77, 18 TMC

~~~~~ : límite del campo de nubes  
medias y bajas,

⊙ : área de precipitación

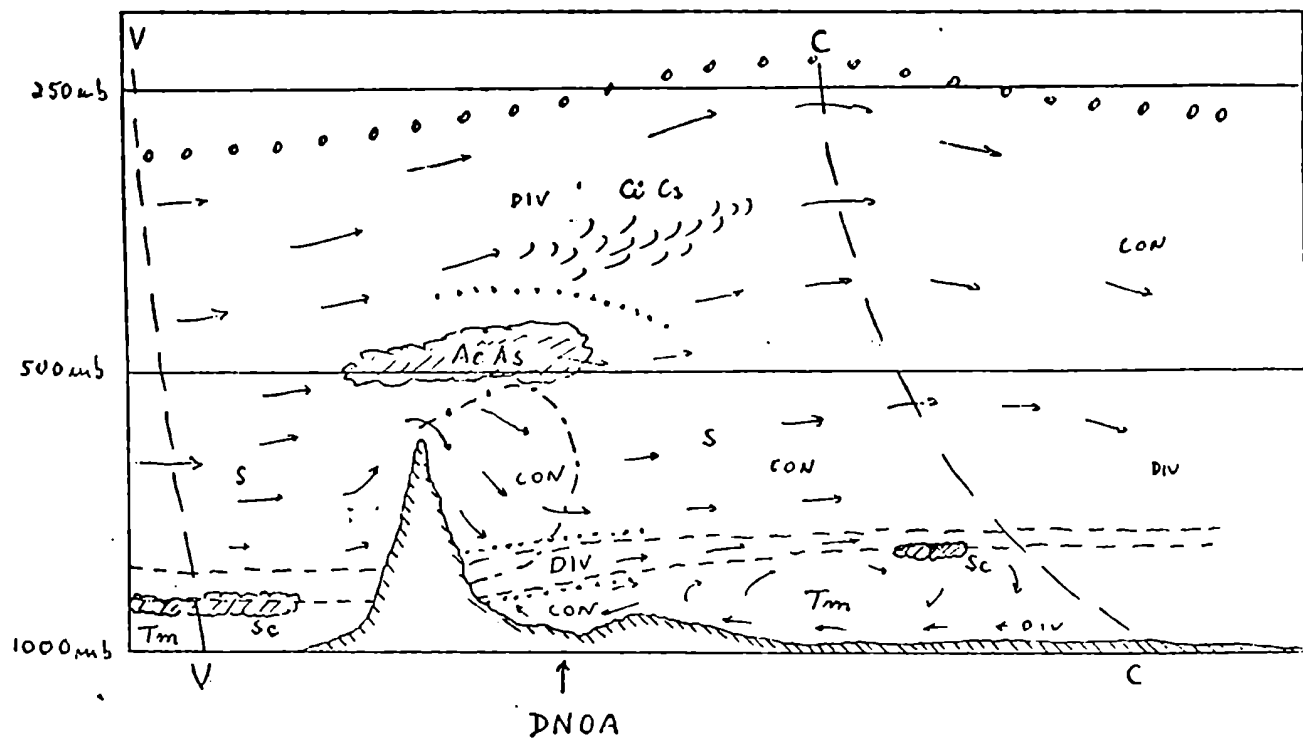


Figura 30

Corte zonal esquemático en 30° S

8 de setiembre de 1977

V - - - V : eje de vaguada,

C - - - C : eje de cuña,

ooooooooo: tropopausa,

= = = = = : inversión,

..... : nivel de no divergencia

-.-.-.-.- : límite del área de subsidencia forzada,

DIV : divergencia, CON : convergencia, S : aire superior, Tm : aire tropical marítimo.

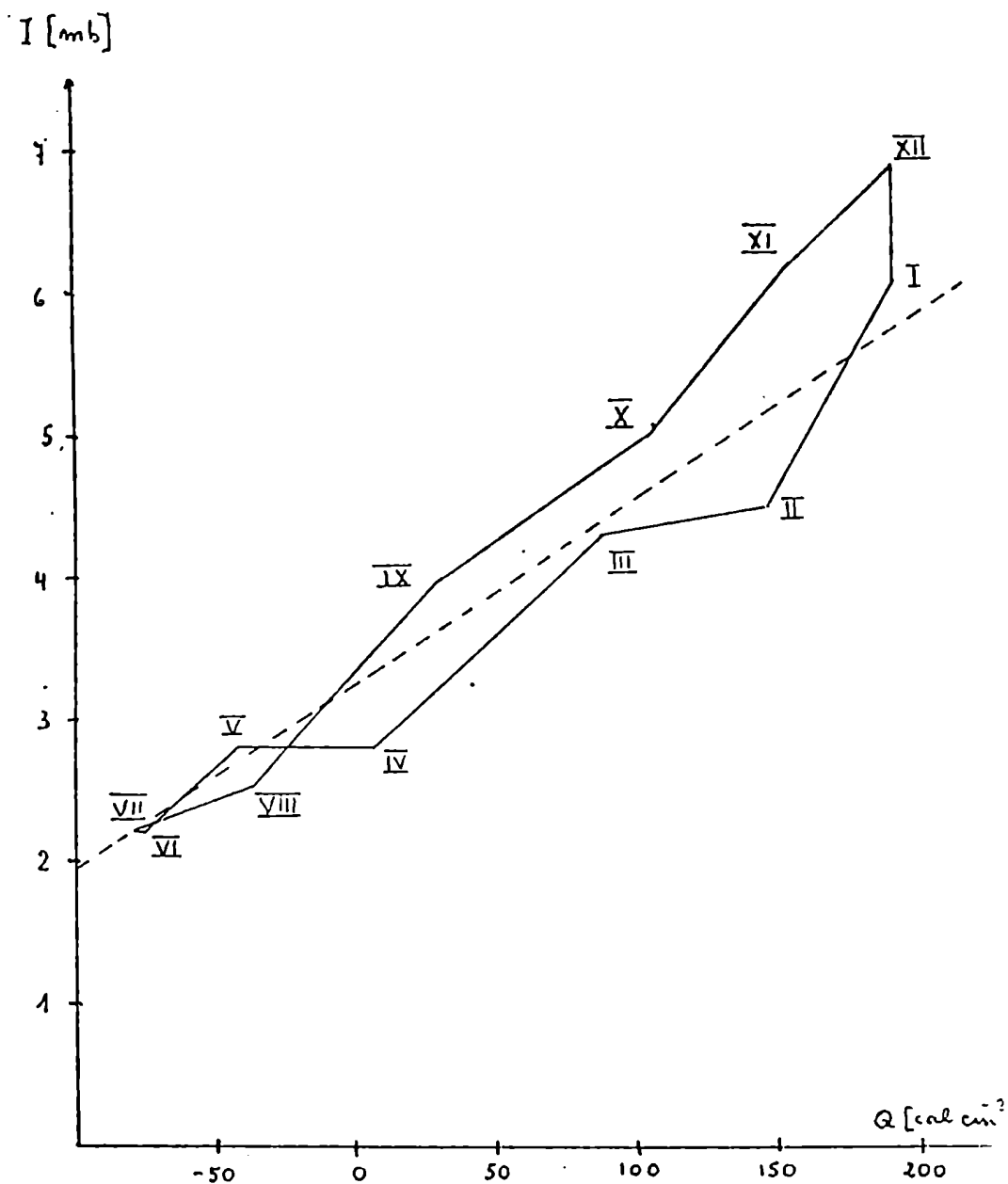


Figura 31

Marcha anual de la intensidad  $I$   
de la DNOA en función del  
balance de radiación  $Q$ .

- - - - : recta de regresión.

Los meses están indicados con  
números romanos



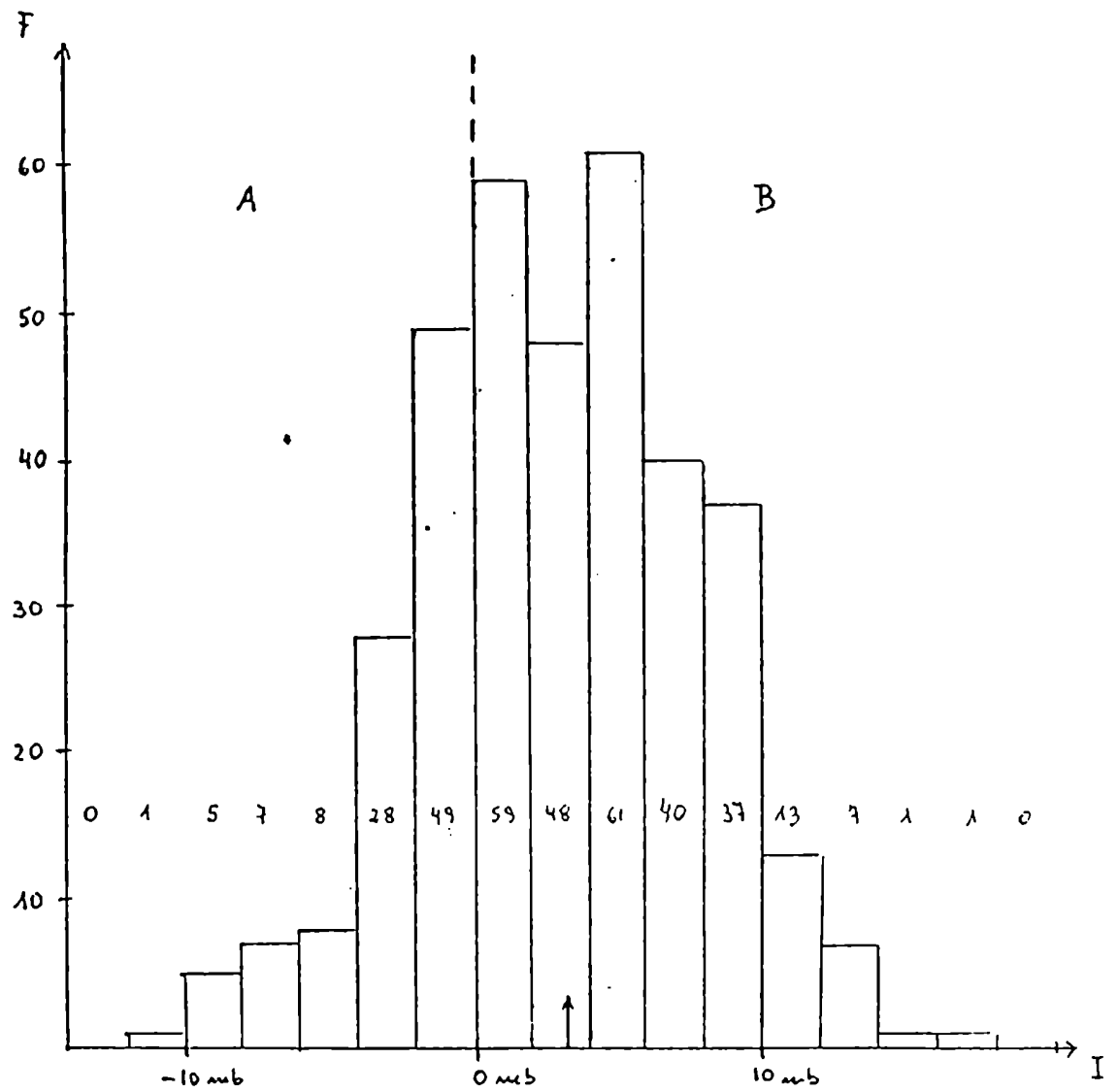


Figura 32

Distribución de frecuencias de la intensidad  $I$  de la DNOA, en intervalos de clase de 2 mb.

↑ :  $\bar{I} = 3.1$  mb

A : alta ( $I < 0$ ).

B : baja ( $I > 0$ ).

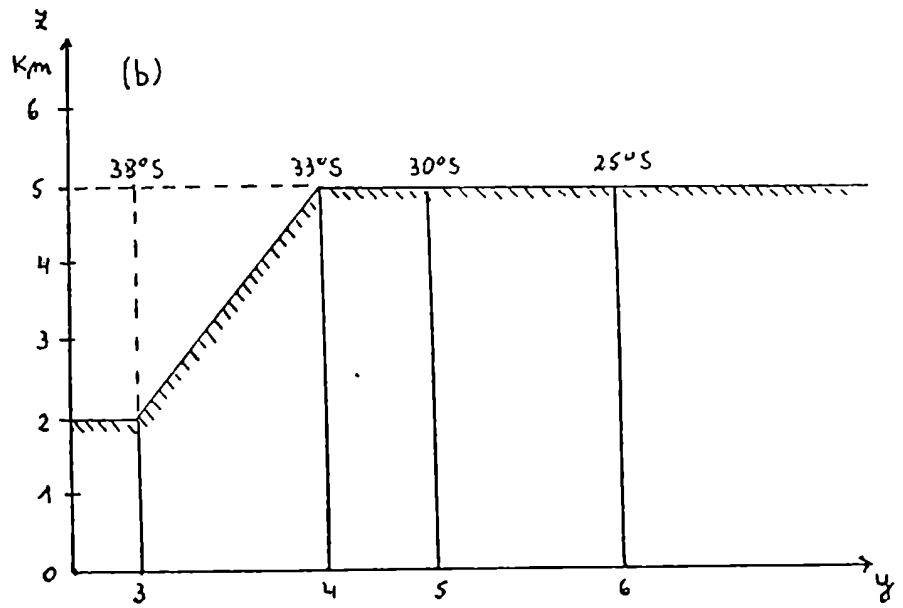
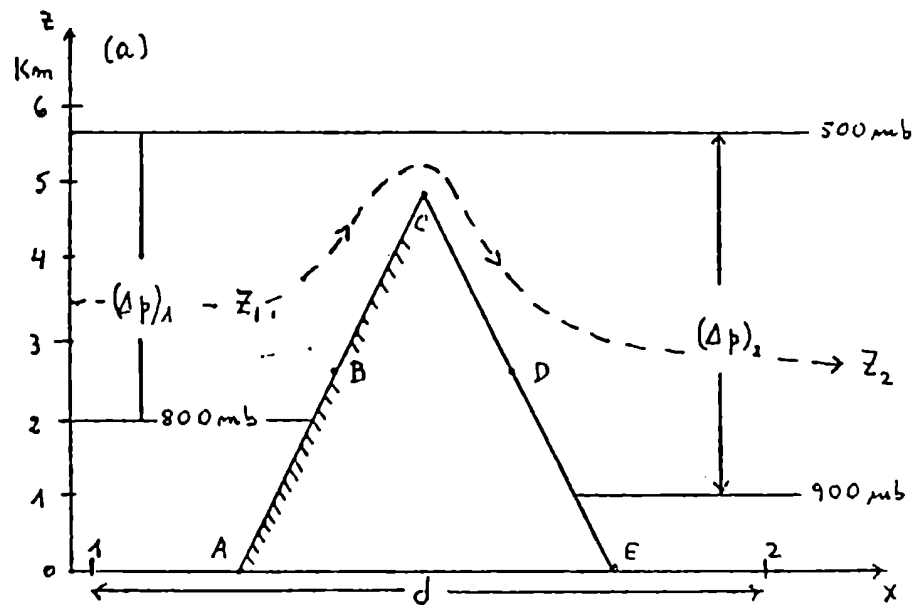


Figura 33

Parámetros usados para estimar efectos de la Cordillera sobre la ecuación de vorticidad.

(a) Corte transversal en 30° S.

(b) Corte longitudinal de 40 a 20° S.

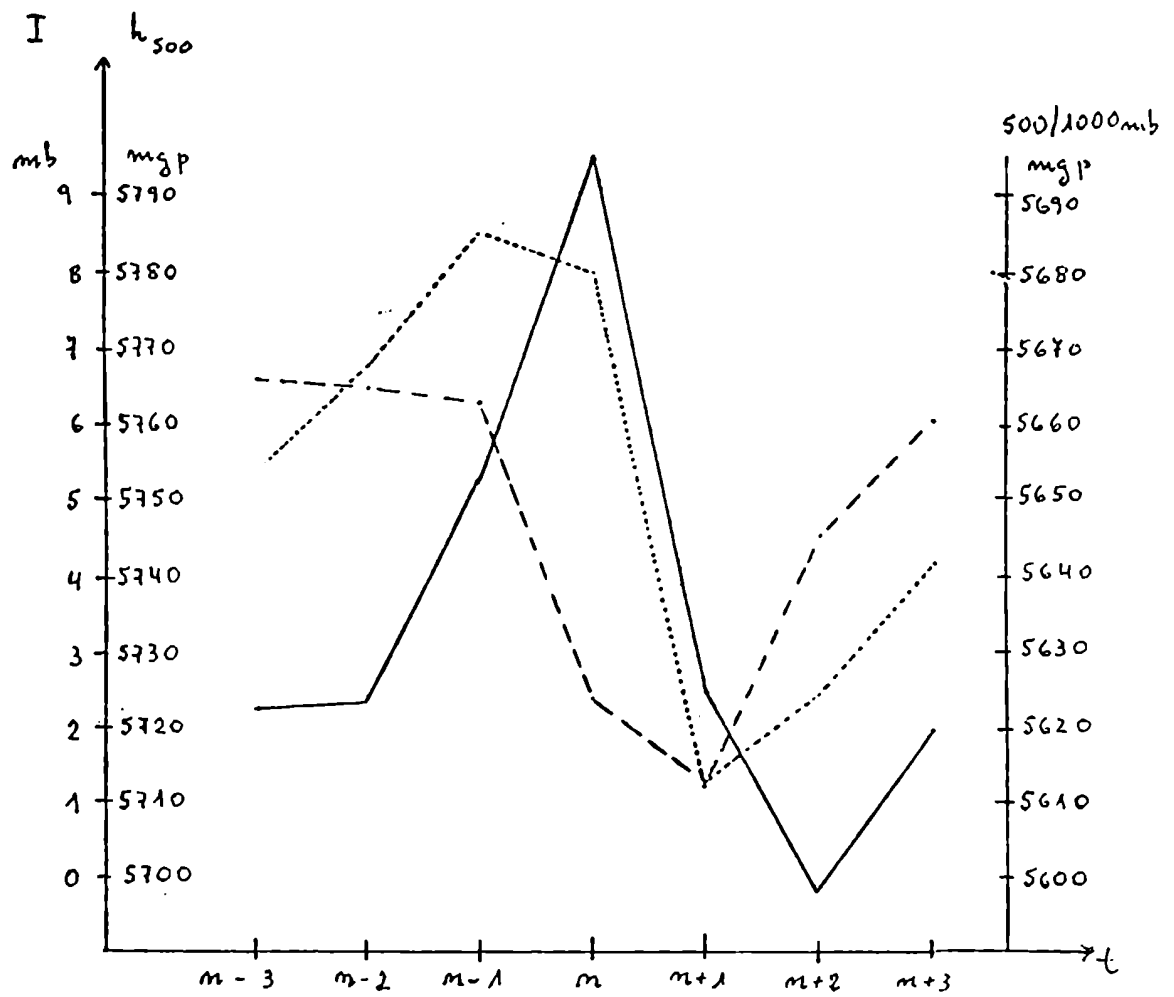


Figura 34

Marcha media de parámetros alrededor del día n de máxima intensidad (43 casos).

————— : I,

- - - - - : altura de la superficie de 500 mb en Quintero,

..... : espesor 500/1000 mb en La Rioja.

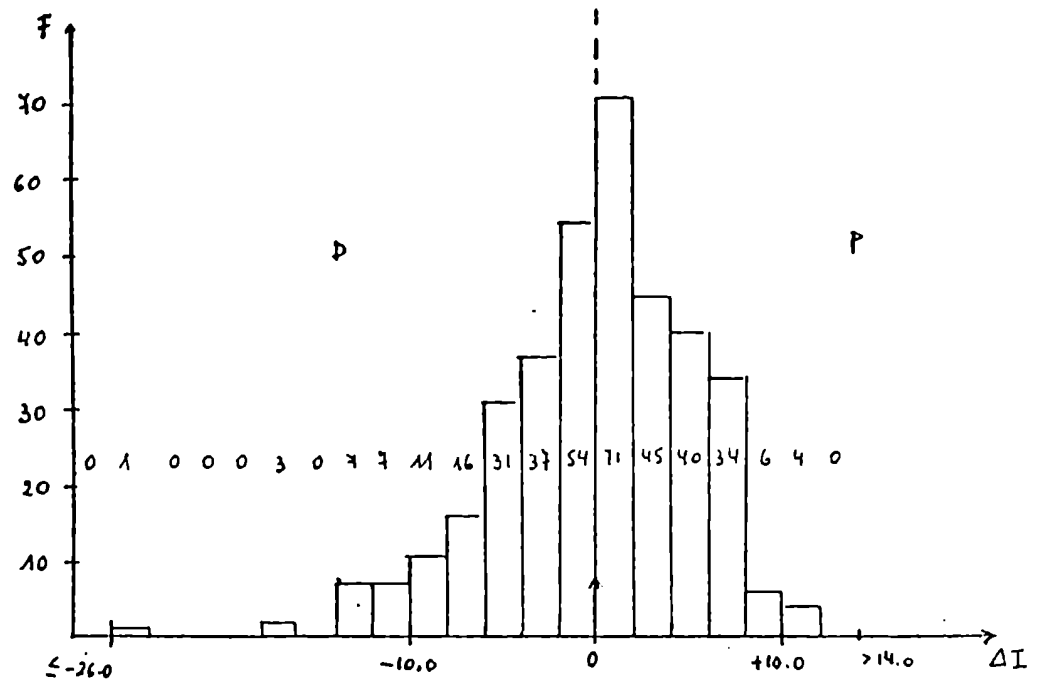


Figura 35

Distribución de frecuencias de la  
variación interdiurna  $\Delta I$  de la  
intensidad de la DNOA

Intervalo de clase : 2 mb

↑ :  $\overline{\Delta I} = 0$  mb,

D : debilitamiento ( $\Delta I < 0$ ),

P : profundización ( $\Delta I > 0$ ).

## A N E X O I

### Intensidad de la Depresión del Noroeste Argentino

A los fines del presente trabajo conviene fijar un parámetro, que describa la intensidad de la depresión en forma cuantitativa.

En la definición dada en ( 19 ) se compara la presión media en el "radio de influencia" de la baja con su presión central. Como puede verse en las figuras 1, 2 y 3 la DNOA es asimétrica, con fuertes gradientes al oeste (sobre la Cordillera), débiles gradientes al este y muy poco contraste meridional.

El radio de influencia al oeste termina sobre la cresta de la Cordillera, mientras que hacia el este las presiones crecen en forma continua, hasta mucho más allá de la costa oriental de Sudamérica.

Para poder tener acceso a series observacionales así como a datos objetivos transcritos a los mapas se ha optado por recurrir a las observaciones en estaciones meteorológicas.

Como parámetro representativo de la presión en el Centro de la DNOA se ha elegido la presión reducida al nivel medio del mar de La Rioja (29°23'S, 66°49'W).

La Rioja es la estación meteorológica más cercana a la posición más frecuente de la DNOA, su altura de 430 m no es excesiva y su presión reducida al nivel del mar es confiable.

La posición de la DNOA suele tener un ancho rango meridional, cuando la posición no coincide con la de La Rioja, la intensidad es mayor que la del parámetro elegido.

Al fijar La Rioja para el Centro de la DNOA, no es conveniente tener en cuenta presiones al norte y sur de la misma como integrantes de la presión media en su periferia, para no aumentar el error mencionado.

Para medir la presión media en su periferia, sólo se toman en cuenta presiones al este y oeste de La Rioja, es decir solo se valora el perfil zonal de la presión.

Esto ofrece algunas ventajas en el estudio de la influencia de la Cordillera sobre el sistema en consideración.

Como presión representativa al oeste de La Rioja se ha tomado el promedio de las presiones reducidas al nivel del mar de las estaciones chilenas Antofagasta y Valparaíso, ya que éstas son las dos únicas estaciones de las que se ha tenido acceso a largas series observacionales.

Se considera que este promedio representa cercanamente la presión que se halla del otro lado de la Cordillera a la latitud de La Rioja, ya que muy rara vez se presentan sistemas sinópticos de alguna intensidad al norte de Valparaíso (ver también Fig. 4).

Hacia el este la presión aumenta suavemente hasta muy lejos de La Rioja, resulta entonces difícil definir un "radio de influencia".

Si unose aleja hacia el este se tiene la ventaja de poder tener valores significativos en la diferencia de presión, disminuyendo así otros errores (ver más abajo), pero a su vez aumenta la probabilidad de introducir errores debidos a sistemas sinópticos migratorios extraños a la DNOA.

Se estima que Paso de los Libres se ubica favorablemente respecto de lo antedicho.

Según ( 19 )

$$I = \overline{p_{ext}} - p_o$$

donde  $\overline{p_{ext}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N p_i$  es la presión media externa y  $p_o$  la presión central del sistema.

En nuestro caso entonces

$$I = \frac{1}{2} \left[ \frac{1}{2} (p_A + p_V) + p_P \right] - p_L \quad [1.1]$$

donde  $p_A$ ,  $p_V$ ,  $p_P$  y  $p_L$  son las presiones reducidas al nivel medio del mar correspondientes a Antofagasta, Valparaíso, Paso de los Libres y La Rioja respectivamente.

El parámetro "intensidad de la DNOA" se usa en este trabajo para los promedios climatológicos basados en largas series, así como para valores diarios de la depresión durante el año 1967.

Para este último caso deben hacerse comentarios adicionales.

( i ) Los datos diarios se han extraído de los mapas sinópticos, en los cuales no ha sido posible distinguir Valparaíso de Quintero en los datos transcritos, entre ambas estaciones existe una diferencia de algo más de 1 mb en la presión reducida al nivel medio del mar, la que traslada al cálculo de  $I$  un error de un poco más de 0.25 mb de acuerdo con [1.1].

( ii ) En el cálculo de los valores diarios de  $\bar{I}$  correspondientes al año 1967, se han tomado en cuenta solamente los valores de 12 TMG (8 hora local), en gran parte del año cercana a la hora de la temperatura mínima. De las estaciones elegidas La Rioja es la única que tiene una altura apreciable sobre el nivel del mar (430 m).

Dado que el sistema de reducción de la presión al nivel medio del mar empleado en la Argentina, está basada en la temperatura de la hora de observación en el abrigo meteorológico, resulta un error siempre positivo en la presión de La Rioja y una igual disminución de  $\bar{I}$ . Este error es variable, dependiendo de la inversión de radiación, en un caso extremo puede llegar a unos 3 mb. Se entiende que es ésta la razón por la que el promedio anual de  $\bar{I}$  es de 3.1 mb para 1967 y de 4.1 mb para el promedio climatológico, basado en tres observaciones diarias.

---

## A N E X O II

### Efecto de la transferencia de calor por radiación

La pérdida de calor por el flujo de radiación de onda larga hacia la altura debe ser restada a la ganancia en superficie dada en la Tabla 4, con los datos de ( 21 ).

Del gráfico reproducido en ( 27 ), se ha hecho el promedio de la variación interdiurna de la temperatura entre tres curvas:

- ( i ) atmósfera normal en latitudes medias sin nubes;
- ( ii ) idem con una cobertura normal de nubes, y
- ( iii ) atmósfera tropical sin nubes.

El promedio entre 1000 y 500 mb da - 1.20°C por día, confirmado con gran aproximación en (8).

La correspondiente pérdida de calor se obtiene partiendo de

$$\frac{\Delta H}{S} = \frac{c_p M \Delta \bar{T}}{S_A} \quad [2.1]$$

aquí  $\frac{\Delta H}{S}$  es la transferencia de calor de una columna de aire de sección unitaria y altura  $z_A$ , y  $\Delta \bar{T}$  la correspondiente variación de la temperatura media.

Si  $\bar{\rho}$  y  $\bar{p}$  son la densidad y presión media de la columna, tenemos

$$M = \bar{\rho} V = \bar{\rho} S z_A = \frac{\bar{p} S z_A}{R_d \bar{T}} \quad \text{lo que con } [2.1] \quad \text{da}$$

$$\frac{\Delta H}{S} = \frac{c_p \bar{p} z_A \Delta \bar{T}}{R_d A \bar{T}} \quad [2.2]$$

Si  $\bar{T} = 278^\circ \text{Ab}$ , se tiene para  $z_A = 5643 \text{ m}$  ( con  $g = 9.8 \text{ ms}^2$  correspondiente a 500 mb, y si  $\bar{p} = 750 \text{ mb}$  y  $\Delta \bar{T} = -1.20^\circ \text{C (día)}^{-1}$

$$\frac{\Delta H}{S} = - 153 \text{ cal cm}^{-2} (\text{día})^{-1} \quad [2.3]$$

Valor que se supone constante durante todo el año.



En el Capítulo I se ha visto que la superficie de 500 mb no acusa la presencia de la DNOA. Puede suponerse entonces que la superficie de 500 mb permanece a una altura fija  $z_1$ , durante los procesos que conducen a la formación de la DNOA.

Con esta suposición uno puede calcular el efecto de la ganancia o pérdida de calor sobre la presión al nivel del mar, a partir de los valores dados en la segunda fila de la Tabla 4:

Despejando  $\Delta \bar{T}$  en [2.2] se tiene

$$\Delta \bar{T} = \frac{R_d A \bar{T} \Delta H}{c_p \bar{p} z_1 S} \quad [2.4]$$

El cambio de espesor 500/1000 mb debido a la transferencia de calor se obtiene de

$$h_{500} - h_{1000} = \frac{R_d \bar{T}}{9.8} \ln \frac{1000}{500} \quad [2.5]$$

diferenciando con  $\bar{T}$

$$\frac{\Delta (h_{500} - h_{1000})}{\Delta \bar{T}} = \frac{R_d}{9.8} \ln \frac{1000}{500} \quad [2.6] \quad , \quad \text{ó}$$

$$\Delta (h_{500} - h_{1000}) = 20.3 \text{ m g p } (^{\circ}\text{Abs})^{-1} \Delta \bar{T} \quad [2.7]$$

Finalmente como  $\Delta h_{500} = 0$ , de acuerdo con lo supuesto

$$\Delta h_{1000} = -20.3 \text{ m g p } (^{\circ}\text{Abs})^{-1} \Delta \bar{T} \quad [2.8]$$

Aquí  $\Delta h_{1000}$  es la variación de altura de la superficie de 1000 mb a lo que corresponde con mucha aproximación:

$$\Delta p_0 \approx \frac{\Delta h_{1000}}{8 \text{ m g p mb}^{-1}} \quad [2.9]$$

Con [2.4], [2.8] y [2.9] se calculó la siguiente tabla para enero y julio

Tabla 2.1

|                                            | ENE    | JUL    |
|--------------------------------------------|--------|--------|
| $\bar{T}$ °C                               | 10     | 0      |
| $h_{500}$ mgp                              | 5745   | 5541   |
| $Q$ cal cm <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup> | 191    | -78    |
| $\Delta \bar{T}$ °C día <sup>-1</sup>      | 1.5    | -0.6   |
| $\Delta h_{1000}$ mgp día <sup>-1</sup>    | -30.45 | +12.18 |
| $\Delta p_0$ mb día <sup>-1</sup>          | -3.44  | +1.47  |

### A N E X O III

#### Cálculos auxiliares sobre el efecto del movimiento vertical

Suponiendo flujo adiabático, uno puede escribir

$$\Delta T = - (\gamma_d - \gamma) \Delta z \quad [3.1]$$

donde  $\Delta T$  es la diferencia de la temperatura a un nivel determinado entre la columna desplazada verticalmente y el entorno supuesto en reposo y  $\Delta z$  la diferencia de altura correspondiente.

Para calcular el aumento de la temperatura media entre  $z = 0$  y  $z = z_1$ , se debería realizar la operación

$$\Delta \overline{T} = \frac{1}{z_1} \int_0^{z_1} [ - (\gamma_d - \gamma) \Delta z ] dz \quad [3.2]$$

pero  $\Delta z$  es función desconocida de  $z$  y distinta a la de  $\gamma(z)$

Con el fin de hacer una rápida estimación, puede escribirse

$$\Delta \overline{T} \cong - \overline{(\gamma_d - \gamma)} \overline{\Delta z} \quad [3.3]$$

para calcular  $\overline{\Delta z}$  en base a los valores de  $I$ , puede usarse [6] en la forma

$$\Delta p_0 = - \frac{p_0 g z_1 \Delta \overline{T}}{R \overline{T}^2} \quad , \quad \text{para obtener}$$

$$\Delta p_0 = \frac{p_0 g z_1 \overline{(\gamma_d - \gamma)} \overline{\Delta z}}{R \overline{T}^2} = - I \quad , \quad \text{ó}$$

$$\overline{\Delta z} = - \frac{R \overline{T}^2 I}{p_0 g z_1 (\gamma_d - \gamma)} \quad [3.4]$$

Con  $R = 287 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} (\text{°Ab})^{-1}$ ,  $\bar{T} = 278_0$ ,  $p_0 = 1010 \text{ mb}$ ,  
 $g = 9.8 \text{ ms}^{-2}$ ,  $z_1 = 6000 \text{ m}$  y  $(\bar{\gamma}_d - \bar{\gamma}) = 0.35_0 \text{ C}/100\text{m}$  resulta:

$$\overline{\Delta z} = - 107 \text{ mm} \text{ s}^{-1} I \quad [3.5]$$

[3.5] se usó para calcular la Tabla 5, la fila  $\overline{\Delta z_1}$  correspondiendo a los valores de  $I$  de la Tabla 1 y  $\overline{\Delta z_2}$  a los de  $\Delta p_c$  de la misma tabla.

---

## A N E X O IV

### Componente zonal del movimiento en el ámbito de la DNOA

La observación del flujo zonal a través de la Cordillera, tropieza con la dificultad de que ella perturba el movimiento, en especial corriente abajo (6) (40). Así las mediciones del viento real contienen fuertes componentes ageoestróficas no representativas del flujo general cuasigeostrófico no perturbado, esto incluye a las estaciones de Antofagasta y Quintero por lo menos en superficie, 850 y 700 mb. Más lejos a barlovento se extiende el Océano Pacífico, de donde no se tiene información de altura.

Por estas razones se ha pensado que la aproximación geostrófica entre Antofagasta y Quintero representa más cercanamente a la componente zonal no perturbada por la Cordillera, a la latitud de la DNOA (30°S), teniendo en cuenta también que la variabilidad de la presión es mínima en el norte de Chile (Fig. 4).

Con los datos medios mensuales elaborados en el Servicio Meteorológico Nacional para confeccionar el Atlas de Altura (17), se han efectuado los cálculos para la Tabla 6 en base a

$$\mu_0 = - \frac{1}{\rho f} \frac{\delta p}{\delta y} \quad \text{para el nivel del mar, y}$$

$$\mu = - \frac{g}{f} \frac{\delta h}{\delta y} \quad \text{para la altura,}$$

con las siguientes constantes:

$$\rho = 1.22 \times 10^{-3} \text{ t m}^{-3}; \quad f = -6.845 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}; \quad \delta y = 1.035 \times 10^6 \text{ m}; \quad \delta p = p_A - p_Q$$

$$\text{y } \delta h = h_A - h_Q.$$

---

## A N E X O V

### Advección Geostrófica de la Temperatura Media

Si se supone nula la transferencia de calor y el movimiento vertical queda de [11]

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = - \overline{V \cdot \nabla T} \quad [5.1]$$

Si se hace la aproximación geostrófica, es decir haciendo

$$V = V_g, \quad \text{puede verse que [5.1] puede escribirse}$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = - V_{g1000} \cdot \nabla \bar{T} \quad [5.2], \text{ ó}$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = - V_{g1000} |\nabla \bar{T}| \cos \alpha \quad \text{donde } \alpha \text{ es el ángulo comprendido}$$

entre  $V_{g1000}$  y  $\nabla \bar{T}$ . Entonces

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \frac{9.8 \Delta h_{1000}}{f \Delta n} |\nabla \bar{T}| \cos \alpha \quad [5.3] \quad , \text{ donde } n \text{ es la normal a } V_g.$$

$\nabla \bar{T}$  se midió a través de  $\nabla (h_{500} - h_{1000})$  a través de la

$$\text{relación} \quad \nabla \bar{T} \cong \frac{\nabla (h_{500} - h_{1000})}{20 \text{ mgp } (^{\circ}\text{C})^{-1}} \quad [5.4]$$

En la práctica se midió la distancia  $\Delta n$  entre líneas de contorno de 1000 mb y la correspondiente a 500/1000 mb y el ángulo comprendido para el punto de 30°S y 63°W, es decir donde  $f = -7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ .

En la Tabla que sigue se dan los valores encontrados en los mapas medios de enero y julio.

| Mes                                                         | ENE                | JUL                 |
|-------------------------------------------------------------|--------------------|---------------------|
| $\Delta h_{1000} [mgp]$                                     | 40                 | 40                  |
| $\Delta \alpha [m]$                                         | $7.0 \times 10^5$  | $15.4 \times 10^5$  |
| $V_g [ms^{-1}]$                                             | 7.7                | 3.5                 |
| $ \nabla \bar{T}  [^{\circ}C \cdot m^{-1}]$                 | $2/32 \times 10^5$ | $2/3.6 \times 10^5$ |
| $\alpha$                                                    | 105                | 170                 |
| $\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} [^{\circ}C(día)^{-1}]$ | +1.1               | + 1.6               |
| $\Delta h_{1000}^* [mgp(día)^{-1}]$                         | -22.3              | -32.5               |
| $\Delta p_o^* [mb(día)^{-1}]$                               | -2.8               | - 4.1               |

\* Nota: Supuesta, fija en  $z_1$ , a la superficie de 500 mb.

## A N E X O VI

### El Efecto de la Deformación de los Filetes de Vorticidad

En lo que sigue se tratará de comparar el orden de magnitud de este término con el de la divergencia.

La ecuación de la vorticidad puede escribirse:

$$\frac{d\zeta_a}{dt} = -\zeta_a \nabla \cdot \mathbf{V} - \zeta \cdot \nabla \mathbf{w} \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} \quad [6.1]$$

aquí se ha despreciado el término solenoidal, pequeño en su proyección vertical.

El primer término de la derecha es el término de la divergencia y el segundo el de la deformación de los filetes de vorticidad.

#### (i) Evaluación del término de divergencia

Suponiendo ausente otros efectos [6.1] queda reducido a

$$\frac{d\zeta_a}{dt} = -\zeta_a \nabla \cdot \mathbf{V} \quad [6.2]$$

Con la ayuda de la ecuación hidrostática y de la continuidad e integrando en el tiempo se obtiene el teorema de la vorticidad potencial:

$$\zeta_{a2} = \zeta_{a1} \frac{\Delta p_2}{\Delta p_1} \quad [6.3]$$

Aquí  $\Delta p$  es el espesor vertical de una masa de aire, los subíndices 1 y 2 se refieren al estado inicial y final de una misma masa de aire.

Se supone un flujo transversal del oeste a través de la Cordillera de extensión infinita tal que

$$\frac{\delta}{\delta y} = 0 \quad [6.4]$$

para todos los parámetros.

[6.3] muestra que el espesor de la masa de aire debe ser distinta después de haber atravesado la Cordillera si los estados 1 y 2 se refieren a barlovento y sotavento respectivamente.



Si se supone ahora, que el tope de la masa de aire se mantiene fijo en 500 mb, pero la base se halla en 800 mb a barlovento y en 900 mb a sotavento (efecto zonda), se tiene en 30oS ( $f = -7.29 \times 10^{-5} s^{-1}$ )

$$\zeta_{a2} = \zeta_{a1} \frac{(900 - 500) mb}{(800 - 500) mb} \approx 1.33 \zeta_{a1}$$

Sea que el flujo a barlovento sea rectilíneo (y como ya se dijo sin cortante vertical):

$$\begin{aligned} \zeta_1 &= 0 & \zeta_{a1} &= -7.29 \times 10^{-5} s^{-1} \\ \zeta_{a2} &= -9.72 \times 10^{-5} s^{-1} \\ \zeta_2 &= -2.43 \times 10^{-5} s^{-1} \end{aligned} \quad [6.5]$$

y ha aparecido una leve vorticidad ciclónica.

## (ii) Análisis del término de la deformación de los filetes de vorticidad

Si se desprecia ahora el efecto de la divergencia y se desarrolla el segundo término de [6.1] queda:

$$\frac{d\zeta_a}{dt} = \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \mu}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} = \left( \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \mu}{\partial z} \right)_A + \left( \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \mu}{\partial z} \right)_B - \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} \quad [6.6]$$

Para el caso de la Cordillera orientada norte-sur (según el eje y), el primer término se compone de dos efectos: una variación de altura de la Cordillera ya que w depende de ella (término con subíndice A), como así una variación del viento según y (cortante lateral) ya que también w depende de  $\mu$  (término con subíndice B). El último término de la derecha indica la acción de la componente meridional de la cortante vertical del viento.

### (a) Evaluación del efecto del cambio de altura de la Cordillera.

Este aspecto puede ser de interés para la DNOA, ya que la altura de la Cordillera aumenta considerablemente de 38oS a 33oS.

Como en el caso de la divergencia, el estado final, después de haber atravesado la Cordillera, debe ser distinto a que lo fue antes. En este caso las masas de aire deben permanecer inclinadas en la llanura al este de la Cordillera.

Es muy probable que desde 380S hacia el sur las masas de aire vuelvan al nivel inicial tras pasar la Cordillera, pero en 300S se hallan más bajas que antes, es decir las superficies materiales dentro de la masa descienden hacia el norte.

Otros efectos ausentes:

$$\frac{d\xi_a}{dt} = \left( \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \mu}{\partial z} \right) , \quad \text{ó}$$

$$d\xi_a \frac{dx}{dt} = \mu d\xi_a = \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \mu}{\partial z} dx , \quad \text{e integrando entre los puntos 1 y 2 (Fig. 33):}$$

$$\xi_{a2} = \xi_{a1} + \frac{1}{\bar{\mu}} \frac{\partial \bar{w}}{\partial y} \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial z} d \quad [6.7]$$

donde  $d$  es la distancia normal a la Cordillera entre los puntos 1 y 2. La barra significa promedio según  $x$ .

En base a la Fig. 33 puede escribirse

$$\bar{\mu} = \frac{d}{t_2 - t_1} , \quad \bar{w} = \frac{z_2 - z_1}{t_2 - t_1} , \quad \frac{\partial \bar{w}}{\partial y} = \frac{(z_2 - z_1)_4 - (z_2 - z_1)_3}{(t_2 - t_1)(y_4 - y_3)}$$

con estas aproximaciones resulta de [6.7]

$$\xi_{a2} = \xi_{a1} + \frac{(z_2 - z_1)_4 - (z_2 - z_1)_3}{y_4 - y_3} \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial z}$$

Para hacer una comparación con el término de la divergencia se adoptaron las siguientes magnitudes:

$$f = -8.36 \times 10^{-5} s^{-1} ; \quad \xi_{a1} = -8.36 \times 10^{-5} s^{-1} ; \quad \xi_{a2} = 0 ; \quad (z_2 - z_1)_4 = -500 m ; \quad (z_2 - z_1)_3 = 0 ;$$

$$y_4 - y_3 = 5.5 \times 10^5 m \quad y \quad \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial z} = 5 \times 10^{-3} s^{-1} ,$$

con el siguiente resultado:

$$\zeta_{a2} = -8.36 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} - 0.45 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

$$\zeta_{a2} = -8.81 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

$$\zeta_2 = -0.45 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \quad [6.9]$$

y ha aparecido una muy leve vorticidad ciclónica de un orden de magnitud menor que el de la divergencia [6.5].

(b) Evaluación de la contribución de una variación meridional de la velocidad de la corriente zonal.

En la cercanía de la DNOA el flujo zonal tiene normalmente cierta cortante lateral anticiclónica (35).

Como en el caso anterior tras atravesar la Cordillera, las masas de aire deben encontrarse inclinadas en la llanura al este de la misma.

Para continuar con el ejemplo anterior se supone:

$$\bar{u}_5 = 10 \text{ m s}^{-1} ; (z_2 - z_1)_5 = -500 \text{ m} ; \bar{u}_6 = 0 ; (z_2 - z_1)_6 = 0 ; y_6 - y_5 = 5 \times 10^5 \text{ m} ;$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = 2.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1} ; \varphi = 30^\circ \text{ S} ; \zeta_1 = 0 ; \zeta_{a1} = -7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}.$$

. Introduciendo estos valores en [6.8], se obtiene

$$\zeta_{a2} = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} + 0.25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

$$\zeta_{a2} = -7.04 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

$$\zeta_2 = 0.25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \quad [6.10]$$

A pesar del ejemplo relativamente fuerte, sólo ha aparecido una muy leve vorticidad anticiclónica, enteramente despreciable en comparación con el valor indicado en [6.5].

(c) Evaluación de la componente meridional de la cortante vertical.  
El cambio de vorticidad debido a este efecto se escribe

$$\frac{d\zeta_a}{dt} = - \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} \quad [6.11]$$

Como en los casos anteriores, para que aparezca algún cambio de vorticidad en la escala sinóptica con el cruce de la Cordillera, las masas de aire deben hallarse inclinadas en la llanura corriente abajo.

Resulta difícil hacer una estimación del orden de magnitud de este término.

En la Fig. 33 resulta que este término es despreciable; puede escribirse la siguiente tabla:

| Punto | $w$   | $\frac{\partial \omega}{\partial x}$ |
|-------|-------|--------------------------------------|
| 1     | 0     | 0                                    |
| A     | 0     | $> 0$                                |
| B     | $> 0$ | 0                                    |
| C     | 0     | $\ll 0$                              |
| D     | $< 0$ | 0                                    |
| E     | 0     | $> 0$                                |
| 2     | 0     | 0                                    |

No se ve razón física por la que las masas de aire no recuperen su horizontalidad luego de atravesar la Cordillera, por lo que no varía la vorticidad por este efecto en la escala sinóptica y se considera nulo o despreciable este efecto en el mecanismo de la DNOA.

Una comprobación directa en base a observaciones no puede realizarse por la siguiente razón: Cuando la cortante vertical contiene componente sur,  $\frac{\partial \sigma}{\partial z} > 0$  la experiencia enseña que la DNOA se intensifica por la advección de aire cálido (11) y viceversa, sobrepasando lejos cualquier efecto tan pequeño como el presente.

---

## A N E X O VII

### Evaluación del Efecto de Cambio de Orientación de la Falda Oriental de la Cordillera de los Andes.

Si la ecuación del movimiento sin fricción

$$\frac{d\mathbf{W}}{dt} + \mathbf{f} \mathbf{k} \times \mathbf{W} + \frac{1}{\rho} \nabla p \quad [7.1]$$

se la multiplica escalarmente por el versor  $\hat{n}$ , normal y a la izquierda del vector  $\mathbf{W}$ , resulta:

$$\frac{v^2}{R} + \mathbf{f} v + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 0 \quad [7.2]$$

aquí  $v = |\mathbf{W}|$

Más aún, si se supone que el flujo es del norte al este de la DNOA, la coordenada natural  $n$  coincide con la standard  $x$ , entonces

$$\frac{v^2}{R} - \mathbf{f} v + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = 0 \quad [7.3]$$

aquí  $v$  es la componente del viento según  $y$  (meridional).

[7.3] puede escribirse con la ayuda del viento geostrófico:

$$-\mathbf{f} v + \left( \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \right)_g + \frac{v^2}{R} \left( \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \right)_c = 0 \quad [7.4]$$

$\left( \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \right)_g$  es el gradiente de presión debido a la rotación terrestre, o geostrófico.

$\left( \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \right)_c$  es el gradiente de presión debido a la curvatura del flujo, o ciclostrófico.

Si el flujo es rectilíneo y uniforme:

$$\left( \frac{\partial p}{\partial x} \right)_g = \rho \mathbf{f} v \quad [7.5]$$

y el efecto de la curvatura del flujo vale

$$\left(\frac{\delta p}{\delta x}\right)_c = - \frac{\rho v^2}{R} \quad [7.6]$$

Con  $\rho = 1.22 \times 10^{-3} \text{ t m}^{-3}$ ,  $v = 7.29 \times 10 \text{ ms}^{-1}$  y  $R = -10^6 \text{ m}$

resulta  $\left(\frac{\delta p}{\delta x}\right)_g = 8.89 \times 10^{-6} \text{ mb m}^{-1}$ ,  $\left(\frac{\delta p}{\delta x}\right)_c = 1.22 \times 10^{-6} \text{ mb m}^{-1}$  y

$$\frac{\delta p}{\delta x} = 10.11 \text{ mb m}^{-1}.$$

Puede verse que la curvatura contribuye con un 12% a la profundidad de la DNOA, para el caso elegido.

La distancia entre La Rioja y Paso de los Libres es de 952 Km ( $d$ ).

y  $p_p - p_L = \frac{\delta p}{\delta x} d = 9.6 \text{ mb}$

y la diferencia de presión debida a la curvatura del flujo es de

$$(p_p - p_L)_c = 1.2 \text{ mb}$$

Se estima que gran parte de esa diferencia adicional de la presión se concreta en un descenso de la misma en La Rioja, por lo que puede estimarse una contribución a  $I$  de un 12%.

Finalmente, con

$$\zeta = \frac{V}{R} - \frac{\partial V}{\partial n} \quad [7.7]$$

y tomando el presente ejemplo con viento en calma en La Rioja:

$$\zeta = -2.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

Aparece así una vorticidad ciclónica similar a la del término de la divergencia (efecto zonda). -

## A N E X O VIII

### Efecto de la Advección sobre la DNOA y Forma de Evaluación

Cuando solo se tiene en cuenta la advección, la variación local de la temperatura en superficie vale

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_o = - (\mathbf{w} \cdot \nabla T)_o \quad [8.1]$$

y de la temperatura media entre 1000 y 500 mb

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = - \overline{\mathbf{w} \cdot \nabla T} \quad [8.2]$$

Si se supone que la advección horizontal de temperatura decrece linealmente con la altura hasta anularse en 500 mb (11), podría escribirse

$$\overline{\mathbf{w} \cdot \nabla T} \cong \frac{1}{2} (\mathbf{w} \cdot \nabla T)_o, \quad \text{o con [8.1]}$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} \cong - \frac{1}{2} (\mathbf{w} \cdot \nabla T)_o \quad [8.3]$$

y como  $\frac{\partial}{\partial \bar{T}} (h_{500} - h_{1000}) \cong 20 \text{ m g p } (^{\circ}\text{C})^{-1}$ , resulta en forma aproximada

$$\frac{\partial}{\partial t} (h_{500} - h_{1000}) \cong -10 (\mathbf{w} \cdot \nabla T)_o \quad [8.4]$$

Supuesto el caso en que el ángulo comprendido entre  $\mathbf{w}$  y  $\nabla T$  fuese  $180^{\circ}$ ,  $\mathbf{w} = 10 \text{ ms}^{-1}$  y  $|\nabla T| = 5^{\circ}\text{C}/1000 \text{ Km}$ , se tiene:

$$\frac{\partial}{\partial t} (h_{500} - h_{1000}) \cong 5 \times 10^4 \text{ m g p s}^{-1} \cong 43.2 \text{ m g p (día)}^{-1}.$$

Si como es el caso en la DNOA- se mantiene fija la superficie de 500 mb en un nivel determinado  $z_1$ , entonces este aumento del espesor se traduce a un descenso de la superficie de 1000 mb de  $43.2 \text{ m g p}$  y de 5 mb en 24 horas. En el caso en que la advección sólo afecta al ámbito de la DNOA (es decir a la

presión de La Rioja) habrá un incremento de 5 mb en 24 horas en la intensidad  $I$ . Como puede verse, el ejemplo tomado es de una advección moderada, resulta fácil explicar las variaciones de la DNOA por la advección. El mayor contraste en 24 horas en  $I$  corresponde al intervalo del 9 al 10 de setiembre de 1967 en que  $\Delta I$  fue de -24 mb, fácilmente explicable por advección de aire frío al este de la Cordillera con un viento sur de  $15\text{ms}^{-1}$  y un gradiente horizontal de temperatura de  $18^{\circ}\text{C}/1000\text{ Km}$ .

Al hacer las mediciones diarias de la advección para evaluar su relación con la intensidad de la DNOA y sus variaciones se siguieron las siguientes reglas:

- ( a ) Se tomó la estación de Córdoba como representativa de toda el área.
  - ( b ) Como representativa de la advección térmica horizontal entre 1000 y 500 mb se tomó el nivel de 850 mb;
  - ( c ) Para la medición de la dirección y el módulo de  $\nabla T$  se tomó el mapa de superficie de 18 TMG como válido para las 12 TMG, pues los datos en 850 mb son insuficientes para evaluarlo. A las 18 TMG (14 hora local) se consultó la temperatura de estaciones continentales con cielo despejado o poco nublado, distantes por lo menos 1000 Km una de otra; y
  - ( d ) En caso de no contar con la observación de viento en la estación de Córdoba, se tomó el viento en superficie promediado entre estaciones situadas en la llanura alrededor de Córdoba, en lo posible con cielo despejado, y cotejando el valor obtenido con el viento geostrófico. Las estaciones fueron: Ceres, Chepes, Laboulaye, Marcos Juárez, Río Cuarto y Villa María del Río Seco.
-



## APENDICE I

### LETRAS SIMBOLICAS

|                  |                                                                                                       |
|------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| A                | equivalente mecánico del calor                                                                        |
| $A_i$            | advección horizontal de temperatura. $A_i = -(\nabla \cdot \nabla T)_{z_{50}}$                        |
| $\overline{A_i}$ | promedio entre dos mediciones consecutivas de $A_i$                                                   |
| C                | contribución porcentual de $\Delta p_c$ a I .                                                         |
| $c_p$            | calor específico del aire a presión constante.                                                        |
| d                | distancia entre dos puntos.                                                                           |
| e                | Base de los logaritmos naturales.                                                                     |
| f                | parámetro de Coriolis                                                                                 |
| g                | aceleración de la gravedad                                                                            |
| H                | cantidad de calor                                                                                     |
| h                | cantidad de calor por unidad de masa; también altura (geopotencial) de una superficie isobárica .     |
| h500             | altura (geopotencial) de la superficie de 500 mb.                                                     |
| h1000            | altura de la superficie de 1000 mb .                                                                  |
| h500Q            | altura de la superficie de 500 mb en Quintero.                                                        |
| I                | intensidad de la DNOA .                                                                               |
| $\hat{k}$        | versor según el eje z                                                                                 |
| ln .             | logaritmo natural                                                                                     |
| M                | masa                                                                                                  |
| N                | <u>número</u> de casos; también número de estaciones de las que se calcula $P_{ext}$                  |
| n                | día de máxima profundidad de la DNOA; también coordenada natural, normal a $\nabla$ y a la izquierda. |

|                      |                                                                                                                   |
|----------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| $p$ :                | presión                                                                                                           |
| $p_0$                | presión reducida al nivel medio del mar, también presión (al nivel del mar) en el centro de un sistema sinóptico. |
| $p_1$                | presión al tope de la DNOA.                                                                                       |
| $p_A$                | presión reducida al nivel del mar en Antofagasta.                                                                 |
| $p_L$                | presión reducida al nivel del mar en La Rioja.                                                                    |
| $p_p$                | presión reducida al nivel del mar en Paso de los Libres.                                                          |
| $p_v$                | presión reducida al nivel del mar en Valparaíso o Quintero.                                                       |
| $p_{AQ}$             | promedio de las presiones en Antofagasta y Quintero.                                                              |
| $p_i$                | presión (al nivel del mar) de un punto sobre la periferia de un sistema sinóptico.                                |
| $\overline{p_{ext}}$ | presión media (al nivel del mar) en la periferia de un sistema sinóptico.                                         |
| $Q$                  | balance de radiación de una columna unitaria desde superficie hasta 500 mb.                                       |
| $Q^*$                | balance de radiación en superficie.                                                                               |
| $R$                  | constante del aire; también radio de curvatura de la trayectoria; también coeficiente de correlación.             |
| $R_d$                | constante del aire seco.                                                                                          |
| $S$                  | distancia entre dos líneas de corriente; también superficie.                                                      |
| $\overline{S}$       | distancia media entre dos líneas de corriente.                                                                    |
| $T$                  | temperatura.                                                                                                      |
| $\overline{T}$       | temperatura media entre $z = 0$ y $z = z_1$ .                                                                     |
| $t$                  | tiempo, también valor de la distribución de Student.                                                              |
| $u$                  | componente zonal del viento.                                                                                      |
| $u_0$                | componente zonal del movimiento al nivel del mar.                                                                 |
| $u_{850}$            | componente zonal del movimiento en 850 mb.                                                                        |
| $u_{700}$            | componente zonal del movimiento en 700 mb.                                                                        |

|                      |                                                                                  |
|----------------------|----------------------------------------------------------------------------------|
| $u_{500}$            | componente zonal del movimiento en 500 mb.                                       |
| $\bar{u}$            | componente zonal medio entre el nivel del mar y 500 mb.                          |
| $\mathbf{V}$         | velocidad (vector) del viento (horizontal).                                      |
| $\mathbf{V}_g$       | viento geostrófico.                                                              |
| $\mathbf{V}_{g1000}$ | viento geostrófico en 1000 mb.                                                   |
| $V$                  | velocidad (módulo) de viento (horizontal); también volumen.                      |
| $v$                  | componente meridional del viento.                                                |
| $w$                  | componente vertical del movimiento.                                              |
| $x$                  | eje del sistema de coordenadas standar, horizontal, en dirección hacia el este.  |
| $y$                  | eje del sistema de coordenadas standar, horizontal, en dirección hacia el norte. |
| $z$                  | coordenada vertical del sistema standard; también altura sobre el nivel del mar. |
| $z_l$                | altura sobre el nivel del mar del tope de la DNOA.                               |
| $z_A$                | altura de la inversión en Antofagasta.                                           |
| $z_M$                | altura de la inversión en Mendoza.                                               |
| $\alpha$             | ángulo comprendido entre dos vectores; también coeficiente de significación.     |
| $\gamma$             | gradiente (vertical) de la temperatura.                                          |
| $\gamma_d$           | gradiente adiabático seco.                                                       |
| $\Delta I$           | variación interdiurna de $I$ .                                                   |
| $\Delta p_1$         | espesor de la masa de aire a barlovento de la Cordillera.                        |
| $\Delta p_2$         | espesor de la masa de aire a sotavento de la Cordillera.                         |
| $\Delta p_c$         | diferencia de presión a través de la Cordillera.                                 |
| $\delta p$           | variación interdiurna de la presión (al nivel del mar).                          |

|              |                                                     |
|--------------|-----------------------------------------------------|
| $\theta$     | temperatura potencial.                              |
| $\theta_e$   | temperatura potencial-equivalente.                  |
| $\rho$       | densidad del aire.                                  |
| $\sigma$     | varianza.                                           |
| $\zeta$      | vorticidad relativa.                                |
| $\zeta_1$    | vorticidad relativa a barlovento de la Cordillera.  |
| $\zeta_2$    | vorticidad relativa a sotavento de la Cordillera.   |
| $\zeta_a$    | vorticidad absoluta.                                |
| $\zeta_{a1}$ | vorticidad absoluta a barlovento de la Cordillera.  |
| $\zeta_{a2}$ | vorticidad absoluta a sotavento de la Cordillera. - |

---

## APENDICE II

### ESTACIONES METEOROLOGICAS

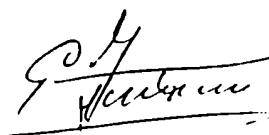
| Estación                           | Latitud  | Longitud | Altitud m |
|------------------------------------|----------|----------|-----------|
| Antofagasta                        | 23° 26'S | 70° 26'W | 137       |
| Asunción                           | 25° 16'S | 57° 38'W | 101       |
| Buenos Aires, Observatorio Central | 34° 35'S | 58° 29'W | 25        |
| Catamarca                          | 28° 36'S | 65° 46'W | 454       |
| Ceres                              | 29° 53'S | 61° 57'W | 88        |
| Córdoba                            | 31° 19'S | 64° 13'W | 474       |
| Chamical                           | 30° 22'S | 66° 17'W | 461       |
| Chepes                             | 31° 20'S | 66° 36'W | 658       |
| Jáchal                             | 30° 15'S | 68° 45'W | 1165      |
| Laboulaye                          | 34° 08'S | 63° 22'W | 137       |
| La Rioja                           | 29° 23'S | 66° 49'W | 430       |
| Marcos Juárez                      | 32° 42'S | 62° 09'W | 114       |
| Mendoza                            | 32° 50'S | 68° 47'W | 703       |
| Neuquén                            | 38° 57'S | 68° 08'W | 271       |
| Paso de los Libres                 | 29° 41'S | 57° 09'W | 70        |
| Pilar                              | 31° 40'S | 63° 53'W | 338       |
| Quintero                           | 32° 47'S | 71° 32'W | 2         |
| Resistencia                        | 27° 27'S | 59° 03'W | 52        |
| Río Cuarto                         | 33° 05'S | 64° 16'W | 421       |
| Salta                              | 24° 51'S | 65° 29'W | 1221      |

| Estación                 | Latitud  | Longitud | Altitud | m |
|--------------------------|----------|----------|---------|---|
| San Juan                 | 31° 34'S | 68° 25'W | 598     |   |
| San Martín               | 33° 05'S | 68° 25'W | 653     |   |
| Santa Cruz de la Sierra  | 17° 47'S | 63° 10'W | 437     |   |
| Tucumán                  | 26° 50'S | 65° 12'W | 420     |   |
| Valparaíso               | 33° 02'S | 71° 38'W | 41      |   |
| Villa Dolores            | 31° 57'S | 65° 08'W | 569     |   |
| Villa María del Río Seco | 29° 54'S | 63° W    | 341     |   |

---



ING. ENRIQUE C. SANATAN



LIC. ERICH R. LICHTENSTEIN

## REFERENCIAS

1. ARNASON, G. y CARSTENSEN, L. P. "The effect of Vertical Vorticity Advection and Turning of Vortex Tubes in Hemispheric Forecasts with a Two-Level Model"; Monthly Weather Review, Vol. 87, No 4 (1959).
2. "Atlas Climático de la República Argentina"; Servicio Meteorológico Nacional (1957).
3. BERAN, D. W. "Large Amplitude Lee Waves and Chinook Winds; Journal of Applied Meteorology, Vol. 6, No 5 (1967).
4. BRINKMANN, W. A. R. "Strong Downslope Wind at Boulder, Colorado; Monthly Weather Review, Vol. 7, No 4 (1950).
5. CARLSON, T. N. "Lee-Side Frontogenesis in the Rocky Mountains"; Monthly Weather Review, Vol. 89, No 5 (1961).
6. COLSON, D. V. "Effect of a Mountain Range on Quasistationary Waves"; Journal of Meteorology, Vol. 7, No 4 (1950).
7. DALLAVALLE, J. P., BOSART, L. F. "A synoptic Investigation of Anticyclogenesis Accompanying North-American Polar Air Outbreaks"; Monthly Weather Review, Vol. 103, No 11 (1975).
8. DAVIES, P. A. "An Analysis of the Atmospheric Heat Budget", Journal of Atmospheric Sciences, Vol. 20, No 2 (1963).
9. DÖÖS, B. R. "The Scale of Nonadiabatic Heating in Cyclogenesis", Journal of Meteorology, Vol. 18, no 1 (1961)
10. EGGER, J. "Numerical Experiments on the Cyclogenesis in the Gulf of Genoa"; Beitrage zur Physik der Atmosphäre, Vol. 45 (1972).
11. FLEAGLE, R. G. "Quantitative Analysis of Factors Influencing Pressure Change", Journal of Meteorology, Vol. 5, No 4 (1948).
12. GODSKE, C. L., BERGERON, T., BJERKNES, J., BUNDGAARD "Dynamic Meteorology and Weather Forecasting"; American Meteorological Society and Carnegie Institution of Washington, p. 109 (1957).
13. GODSON, W. L. "A new Tendency Equation and its Application to the Analysis of Surface Pressure Changes", Journal of Meteorology, Vol. 5, No 4 (1948).

14. HABER, A., RUNYON, R.P., et.al. "Estadística General"; Fondo Educativo Interamericano S.A. (1973).
15. HAURWITZ, F., KUHN, W.R. "Distribution of Tropospheric Planetary Radiation in the Southern Hemisphere", Journal of Applied Meteorology, Vol. 13, No 4 (1974).
16. HESS, S.L., WAGNER, N. "Atmospheric Waves in the Northwestern United States"; Journal of Meteorology, Vol. 5 (1949).
17. HOFFMANN, J.A. "Atlas Climático de América del Sur", OMM y UNESCO (1975).
18. HOLMBOE, J., FORSYTHE, G.E., GUSTIN, W. "Dynamic Meteorology"; John Wiley and Sons Inc., Chapman and Hall, Limited (1945).
19. JAMES, R.W. "The Latitude Dependence of Intensities of Cyclones and Anticyclones", Journal of Meteorology, Vol. 9, No 4 (1952).
20. KRISHNAMURTI, T.N., M. KAMANRITSU, KOSS, W.J., LEE, J.D. "Tropical East-West Circulations during Northern Winter"; Journal of Atmospheric Sciences, Vol. 30 No 5 (1973).
21. KURLAT, M.I.C.de, CRIVELLI, E., FERNANDEZ, R.O. "Medidas de Radiación en Argentina"; Acta Científica No 30, Departamento de Radiación Solar y Meteorología, Observatorio Nacional de Física Cósmica (1973).
22. LAMMERT, L. "Die Freie Atmosphäre bei Südfoehn"; Meteorologische Zeitschrift, Vol. 38 (1921).
23. LICHTENSTEIN, E.R. "Variabilidad Interdiurna de la Presión en el Entorno de la Depresión del Noroeste Argentino"; Meteorológica, Vol. VI-VII (1975-1976).
24. MAHER, Y., PIELKE, R.A. "A Numerical Study of the Air Flow over Mountains using the Two-Dimensional Version of the University of Virginia Mesoscale Model"; Journal of the Atmosphere Sciences, Vol. 32, No 11 (1975).
25. MARWITZ, J.D. "An Airflow Case Study over the San Juan Mountains of Colorado"; Journal of Applied Meteorology, Vol. 13, No 4 (1974).
26. MERKINE, L. "Steady Finite Amplitude Baroclinic Flow over Long Topography in a Rotating Stratified Atmosphere"; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 32, No 10 (1975).



27. MÖLLER, R. "Long Wave Radiation"; Compendium of Meteorology, American Meteorological Society (1951).
  28. NEWTON, C.W. "Mechanisms of Circulation Change During a Lee-Cyclogenesis"; Journal of Meteorology, Vol. 13, No 6 (1956).
  29. PALMEN, E., NEWTON, C.W. "Atmospheric Circulation Systems"; Academic Press (1969).
  30. PETTERSEN, S. "Weather Analysis and Forecasting"; Vol. I y II, Mc Graw Hill Book Co., Inc. (1956).
  31. RIEHL, H. "Tropical Meteorology"- Mc Graw-Hill Book Co., Inc. (1954).
  32. SAMATAN, E. L. Comunicación verbal.
  33. SAWYER, J.S. "Large Scale Vertical Motion in the Atmosphere", Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society", Vol. 29 (1948).
  34. SCHWERDTFEGER, W. "La Depresión Térmica del NW Argentino"; Anales de la Sociedad Científica Argentina, Tomo CII (1951).
  35. SCHWERDTFEGER, W., MARTIN D.W. "Zonal Flow of the Free Atmosphere between 10 N and 80S in the Southamerican Sector"; Journal of Applied Meteorology, Vol. 3, No 6 (1964).
  36. STUART, D.W. "A Diagnostic Case Study of the Synoptic Scale Vertical Motion and its Contribution to Mid-Tropospheric Development"; Journal of Applied Meteorology, Vol. 3, No 6 (1964).
  37. SUEH, Y.H., O'PRIEN, J. "Steady Coastal Upwelling by an Along-Shore Current"; Journal of Physical Oceanography, Vol. 1, No 3 (1971).
  38. THOMPSON, P.D. "Numerical Weather Analysis and Prediction"; The McMillan Co., New York (1961).
  39. VERGEINER, I., LILLY, O.K. "The Dynamic Structure of the Lee Wave Flow as Obtained from Balloon and Airplane Observations"; Monthly Weather Review, Vol. 98, No 3 (1970).
  40. VERGEINER, I, OGURA, Y. " Numerical Shallow-Fluid Model Including Orography with a Variable Grid"; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 29, No 3.
  41. VON FICKER, H "Der Einfluss der Alpen auf die Fallgebiete des Luftdruckes und die Entstehung von Depressionen im Mittelmeer"; Meteorologische Zeitschrift, Vol. 37 (1920).
-